



Inversion des grabens du sud de la mer du Nord. Données de sub-surface et modélisation analogique.

Thierry Nalpas

► To cite this version:

Thierry Nalpas. Inversion des grabens du sud de la mer du Nord. Données de sub-surface et modélisation analogique.. Tectonique. Université Rennes 1, 1994. Français. NNT: . tel-00656044

HAL Id: tel-00656044

<https://theses.hal.science/tel-00656044>

Submitted on 3 Jan 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

T. NALPAS

ISSN 1240-1498

ISBN 2-905532-70-X

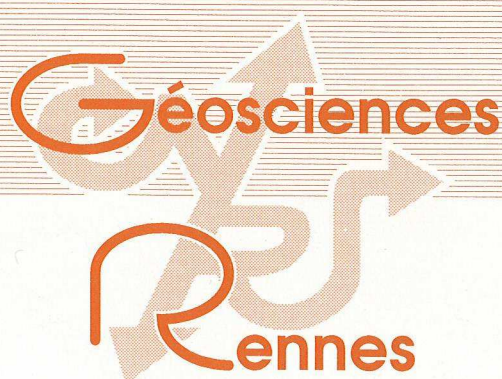
**inversion des grabens
du sud
de la mer du nord**

**DONNEES DE SUB-SURFACE
ET
MODELISATION ANALOGIQUE**

MEMOIRES

1996

n° 71



MEMOIRES DE GEOSCIENCES - RENNES

n° 71

Thierry NALPAS

**INVERSION DES GRABENS DU SUD DE LA MER DU NORD.
Données de sub-surface et modélisation analogique.**

**Thèse de Doctorat de l'Université de Rennes I
soutenue le 1er Juillet 1994**

**Géosciences - Rennes
UPR-CNRS n°4661
Université de Rennes I
Campus de Beaulieu
F - 35042 - RENNES Cédex
(France)**

1994

ISSN : 1240-1498

ISBN : 2-905532-70-X

1994

GEOSCIENCES-RENNES

UPR-CNRS n°4661

Université de Rennes I - Campus de Beaulieu

F-35042-RENNES Cédex (France)

Thierry NALPAS

**Inversion des grabens du sud de la mer du Nord.
Données de sub-surface et modélisation analogique.**

Mémoires de Géosciences Rennes, n° 71, 245 p.

Nous remercions le département interprétation structurale du C.S.T.J.F.,
Elf Aquitaine Pau qui a pris en charge la réalisation des planches couleurs.

SOMMAIRE

Avant-propos.	7
INTRODUCTION.....	9
Ière Partie : L'inversion.....	11
CHAPITRE I : Les notions d'inversion.	13
I.1) Définition du concept.	13
I.2) Les modèles conceptuels d'inversion.	19
I.2.1) Le concept d' "inversion".....	19
I.2.2) Les notions d' "inversion positive" et d' "inversion négative".....	23
I.2.3) Les notions d' "inversion structurale".....	24
I.2.3.1) La notion d' "inversion structurale positive".	24
I.2.3.2) La notion d' "inversion structurale négative".	29
* Conclusions sur les concepts d'inversion.	31
I.3) La réactivation, problèmes mécaniques.....	32
I.3.1) Le critère de rupture de Mohr Coulomb.	34
I.3.2) La réactivation d'une roche fracturée ou d'une zone de faiblesse.....	36
I.4) Modèles analogiques.....	42
I.4.1) Modèles de réactivation de failles normales en failles inverses.	42
I.4.2) Modèles de réactivation de failles inverses en failles normales.	46
I.5) Modèles numériques.....	49
I.6) Conclusions.	49
CHAPITRE II) L'inversion du Sud de la Mer du Nord.....	51
II.1) Modèles régionaux.	51
II.1.1) Généralités.	51
II.1.2) Les inversions crétacé supérieur et base tertiaire.	57
II.1.3) Les inversions éocène-oligocène et oligo-miocène.....	62
II.2) Le "Broad Fourteens Basin".....	62
II.2.1) Modèles de l'inversion du "Broad Fourteens Basin".....	64
II.2.1.1) L'inversion majeure Crétacé supérieur début Tertiaire.....	64
II.2.1.2) L'inversion mineure Éocène-Oligocène.	68
II.3) Les problèmes en suspens : comment les résoudre.....	70
II.3.1) Les questions.	70
* À l'échelle de la Mer du Nord :	70
* À l'échelle du "Broad Fourteens Basin" :	70
II.3.2) Notre approche.....	70
IIème Partie : Le "Broad Fourteens Basin".....	71
CHAPITRE III) Modélisation analogique.	73
III.1) Généralités.....	73
III.2) Rhéologie de la lithosphère et des matériaux utilisés.	73
III.2.1) Le comportement "fragile".	74
III.2.2) Le comportement visqueux.	76
III.2.3) Le sable.....	76

III.2.4) La silicone.....	77
III.2.5) Le miel.....	77
III.2.6) Les profils de résistance.....	78
III.3) Les conditions de similitude.....	78
III.4) Les dispositifs expérimentaux.....	80
III.4.1) Les dispositifs et structures des modèles analogiques.....	81
III.4.1.1) À l'échelle de la croûte fragile.....	81
III.4.1.2) À l'échelle de la croûte.....	83
III.4.1.3) À l'échelle de la lithosphère.....	85
III.4.2) Les conditions aux limites.....	85
III.5) Conclusions.....	87
CHAPITRE IV) L'extension d'un graben avec niveau de décollement superficiel.....	89
IV.1) Introduction.....	89
IV.2) "Salt flow and diapirism related to extension at crustal scale".....	90
IV.2.1) Résumé.....	90
IV.2.2) Article.....	90
IV.3) Discussion - Conclusions.....	105
CHAPITRE V) L'inversion des grabens : exemple naturel et modélisations analogiques.....	107
V.1) Introduction.....	107
V.2) "Graben inversion in nature and experiments".....	108
V.2.1) Résumé.....	108
V.2.2) Article.....	108
V.3) Discussion - Conclusions.....	132
CHAPITRE VI) Inversion du "Broad Fourteens Basin".....	133
VI.1) Introduction.....	133
VI.2) "Inversion of the Broad Fourteens Basin. (Netherlands Offshore), a small-scale model investigation".....	133
VI.2.1) Résumé.....	133
VI.2.2) Article.....	134
VI.3) Discussion.....	165
VI.3.1) L'extension dans le "Broad Fourteens Basin".....	165
VI.3.1.1) Carte des isopaques actuelles du Jurassique inférieur et moyen.....	166
VI.3.1.2) Carte des isopaques actuelles du Jurassique supérieur.....	168
VI.3.1.3) Carte des isopaques actuelles du début du Crétacé inférieur.....	170
VI.3.1.4) Approche de la direction d'extension par modélisation analogique.....	172
VI.3.2) L'inversion du "Broad Fourteens Basin".....	174
VI.3.2.1) Carte des isopaques actuelles du Crétacé supérieur.....	174
VI.3.2.1) Carte du soulèvement lié à l'inversion crétacé supérieur.....	177
VI.3.2.3) Carte des isopaques actuelles du Paléocène-Éocène.....	180
VI.3.2.4) Structures particulières liées à l'inversion.....	180
* Structures extensives syn-compression.....	180
* Chevauchements de bordure du graben.....	183
VI.4) Conclusions.....	183

IIIème Partie : L'inversion, approche régionale.	187
CHAPITRE VII) Inversion des grabens à l'échelle régionale.	189
VII.1) Les différents Grabens.	189
VII.1.1) Le "Central Netherlands Basin" et le "West Netherlands Basin".	189
* Un cas particulier.	191
VII.1.2) La partie sud du "Central Graben".	191
VII.1.2.1) La partie hollandaise du "Central Graben".	191
VII.1.2.2) La partie danoise du "Central Graben".	193
VII.1.3) Le "Horn Graben" et le "Glückstadt Graben".	195
VII.1.4) Le "Vlieland Basin" et "Terschelling Basin".	195
VII.1.5) Le "Sole Pit Basin".	197
VII.1.6) Le "Lower Saxony Basin".	198
VII.1.7) La "Tornquist Zone".	198
VII.2) Les facteurs contrôlant la formation des grabens.	200
VII.2.1) L'héritage sédimentaire.	200
VII.2.2) La direction d'étirement.	201
VII.2.3) L'héritage structural.	202
VII.2.3.1) Les données.	202
VII.2.3.2) Modélisations analogiques.	203
VII.3) Les facteurs contrôlant l'inversion des grabens.	208
VII.3.1) Les facteurs sédimentaires.	208
VII.3.2) La direction de raccourcissement.	210
VII.3.3) L'âge des grabens et leur histoire structurale antérieure.	211
VII.4) Dynamique de l'inversion des grabens au Crétacé supérieur.	212
VII.5) Dynamique de l'inversion des grabens au Tertiaire, à la limite Éocène-Oligocène et à la limite Oligo-Miocène.	219
VII.6) Modèles de l'inversion des grabens péri-alpins.	221
VII.6.1) L'inversion crétacé supérieur.	222
VII.6.2) L'inversion tertiaire (Éocène-Oligocène et Oligo-Miocène).	224
VII.7) Conclusions.	226
CONCLUSIONS GÉNÉRALES.	227
Le "Broad Fourteens basin".	229
L'inversion des grabens.	229
Questions en suspens.	230
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES.	233
ANNEXE : Le laboratoire de modélisation.	243

Avant-propos.

C'est avec joie que commence une thèse, et, c'est avec un léger pincement au coeur qu'on la termine souvent. Car pendant trois ans, que de souvenirs...

Ces trois ans se sont passés dans le Laboratoire de Tectonique de Géosciences Rennes. Je remercie vivement J.-P. Brun qui, un jour de Décembre 1990, m'a vu ouvrir la porte de son bureau à la recherche d'une thèse, ne l'a pas refermée et m'a aiguillé tout au long de ces trois années. Je n'oublierai jamais les heures passées avec Jean-Pierre à discuter de toutes choses, moments privilégiés où il n'est jamais avare d'idées.

Durant ces trois ans, près de six mois se sont passés à Elf Petroland. Je remercie toute l'équipe de l'exploration qui m'a toujours bien accueilli lors de mes séjours dans le Pays des tulipes. Je remercie plus particulièrement Patrick Unternehr, mon interlocuteur favori pendant ces trois ans, Sylvie Le Douaran avec qui j'ai souvent discuté voire disputé amicalement pendant deux ans, et Philippe Tresse, toujours prêt à rendre service. Les premiers séjours hollandais m'ont permis de discuter avec Henri Trichon qui, à l'époque, était V.S.N. à Elf Petroland. Nous avons souvent passé des fins de journées dans les bureaux ou dans les archives, à tenter de démêler le pourquoi du comment. Je le remercie de m'avoir initié à la recherche des documents "perdus" et de m'avoir montré que la craie aussi avait des souvenirs. Merci aussi à J.-C. Alevina, B. Bins, A. Gaya, E. Montmean, T. Mulder, R. Planus, A. Subraset tous les autres.

Durant ces trois ans, près d'un mois s'est également déroulé au CSTJF de Pau. Pau, "la plus belle vue de terre" selon Lamartine, où la vision de la chaîne des Pyrénées à la fin de l'hiver des fenêtres du bureau, ou du balcon du cinquième étage de l'hôtel Régina, donne l'impression d'être en vacances. Je remercie Jean-Paul Richert, qui m'a accueilli comme un prince, et qui est la personne ayant le plus d'enthousiasme que j'aie jamais rencontrée chez Elf. Merci aussi à C. Cherron qui m'a initié à Sismage.

Ces trois ans se sont surtout écoulés dans le Laboratoire de Modélisation de Géosciences Rennes. Un grand merci à Jean-Jacques Kermarrec pour tout. Je lui dois beaucoup dans la réussite des expériences, c'est un plaisir de travailler avec lui. Je ne suis pas près d'oublier le laboratoire de modélisation et l'ambiance qui y règne. Laboratoire où l'on rencontre l'Espagne et l'injection avec la charmante Tereza R.B. ; la Grèce et l'étalement gravitaire avec Dimitrios S. (le Viking) et Pierros G. ; l'Italie et la réactivation avec Claudio F. ; la collision entre l'Inde et l'Asie avec Jean-Charles T., Marc F. et les télévisions de France et de la nouvelle presqu'île de l'autre côté du Channel ; l'Amérique du Sud avec Eduardo R. ; la Mer du Nord et son point triple avec Virginie T. ; les fonds des océans et leurs rides avec Olivier D.,

et Thomas M. qui tente d'accoster sur les marges passives ; les chevauchements et bassins compressifs en tout genre avec notre gourou venu de là-bas, Jacques-Jean T.B. ; le golfe du Lion et ses diapirs avec Virginie G. ; la déformation "fractale" avec Eric B. ; les rifts et leurs passages océan/continent avec Mirek B. ; le graben du Rhin avec Thierry V. ; la propagation des fractures dans toutes sortes de milieux et leurs réactivations avec Michel K. ; les instabilités gravitaires de la croûte archéenne avec Dominique C. ; le cisaillement pur, simple ou complexe avec Véronique M. ; l'Afar avec Thierry S. ; la nouvelle vision des diapirs avec Eric T. ; la machine thermique infernale avec Cécile T. ; les rampes avec Nadia A. ; la Mer du Nord avec Cécile C. qui m'a bien aidé et tous les autres que j'oublie...

Ces trois ans se sont déroulés en "studieuse" compagnie avec Virginie T., Véronique M., Raja F., Teresa R.-B., Jacque-Jean T.-B., Pierre G. et Olivier B.. J'espère que je n'aurai pas été trop bruyant et trop souvent en train de déménager le bureau. Je les salue tous les sept. De même, je fais une bise à tout le couloir et les étages avoisinants ; vers le ciel, je pense aux trois Grâces, Valérie B., Muriel V. et Silvia G., ainsi qu'à Cécile R., Roseline F. et Christophe D. qui tente une descente ; en dessous, outre beaucoup de modélisateurs, je pense à Claudio L., Fuzia T., Benoît T., Frédérique M., Yannick G., Delphine R., Abder E., Alain C., Mohamed J., Hugues B. et Marco de U. ; plus on se rapproche du centre de la terre, et plus on en voit la composition avec Alain P., Yann L., Tristan E., Sylvain G., Marilda P. d S. ainsi que tous les D.E.A. qui jouent les électrons à la recherche d'une place libre ou d'un Mac libre dans tout le bâtiment.

Pendant ces trois ans, j'ai pu discuter de manière constructive avec Jean Van Den Driessche, Philippe Davy, Peter Cobbold et Olivier Merle, je les en remercie.

Ce travail ne serait pas ce qu'il est sans les lectures bienveillantes d'Olivier Dauteuil, de Jean-Charles Thomas, de Dominique Chardon et d'Adèle Le Sollic, je les remercie vivement. Nathalie m'a consacré plus de temps qu'elle n'aurait dû à corriger mon français et à rendre mes idées claires, je lui dédie les quelques pages qui suivent en lui disant un grand M.... pour son AGREG.

Je ne sais si l'avenir nous verra, ce travail et moi, sédimenter sans suite ; de mon côté, je compte étudier le phénomène d'un peu plus haut, du second étage par exemple !!!

Enfin, je voudrais remercier les membres du jury qui ont bien voulu lire et juger ce travail.

INTRODUCTION.

Quand on parle d' "inversion tectonique", on pense tout de suite à un livre rouge, moyen et non petit, portant un numéro capable de s'inverser sans effets apparents (i. e. n°:44, "Inversion Tectonics"; Cooper & Williams, 1989). Si l'on veut savoir ce que le terme recouvre, on va vite voir une discussion en fin de livre (Cooper & al., 1989) qui montre que tout n'est pas rose mais bien rouge.

Le concept d' "inversion tectonique" a été introduit par les géologues pétroliers de la Mer du Nord, pour traduire l'aspect anormal de grabens formant des hauts structuraux par rapport à leurs plates-formes (Voigt, 1962 ; Heybroek, 1974 ; P.A. Ziegler, 1975). La structuration particulière de ces grabens est très importantes pour la recherche pétrolière, car les nouvelles géométries développées pendant l'inversion peuvent arrêter la maturation des hydrocarbures, détruire un piège, ou créer des pièges. La compréhension des mécanismes de l'inversion et la détermination des paramètres influant sur ces mécanismes sont très importante à la fois pour l'industrie mais aussi pour la recherche fondamentale. En effet, étudier l'inversion tectonique des bassins sédimentaires, et tenter d'en comprendre le fonctionnement, c'est aussi aborder les mécanismes de la déformation continentale.

La zone d'étude considérée dans ce travail est le Sud de la Mer du Nord, et plus particulièrement le "Broad Fourteens basin" qui fait partie des grabens hollandais. Les grabens inversés de la Mer du Nord se sont formés entre le Trias et le Crétacé inférieur et ont été inversés au Crétacé supérieur et au Tertiaire. La variation de leur orientation et la présence pour certains d'entre eux d'un niveau de décollement supracrustal (le sel Zechstein) en font des structures très diversifiées, et ainsi très riches en informations sur les modalités structurales de l'inversion. De plus, l'exploration pétrolière intensive depuis les années 1960 donne accès à une banque de données de sub-surface inestimable. Toutes ces qualités font, de la Mer du Nord, un objet d'étude de la formation des grabens et de leur inversion quasi unique. Un seul regret est à formuler concernant la Mer du Nord, comme son nom l'indique : le terrain n'est pas affleurant ! Il faudra encore attendre quelques années pour faire une

campagne avec un Nautille sous-marin et sous-terrain, ou espérer que ces grabens arrivent à la surface rapidement (suite à une inversion par exemple) pour montrer à certains sceptiques, des stries décrochantes sur les failles réactivées (cf. discussions dans les chapitres suivants).

L'analyse précise des données de sub-surface du "Broad Fourteens Basin" a d'abord permis d'identifier les paramètres les plus importants de l'inversion tectonique. Plusieurs séries d'expériences sur modèles analogiques ont ensuite été réalisées pour étudier les effets de ces paramètres sur le développement des structures d'inversion.

Après une présentation des modèles d'inversion et des notions qui s'y rattachent, nous présenterons l'inversion de la Mer du Nord et du "Broad Fourteens Basin" à partir de la littérature. Notre étude proprement dite s'articule en deux parties. D'abord, les paramètres influant sur la déformation sont présentés sous forme d'articles avec discussion finale. Ensuite, les constatations faites sur le "Broad Fourteens Basin" sont appliquées aux autres grabens de la Mer du Nord afin de mieux comprendre leur structuration et leurs différences, puis d'en déduire les implications régionales.

Ce travail a été réalisé dans le cadre d'un contrat entre Géosciences Rennes et ELF Aquitaine / ELF Petroland.

Nous remercions Elf Aquitaine qui a pris en charge le financement de ce travail (du 1^{er} Juillet 1991 au 30 Juin 1994) conjointement avec Elf Petroland qui a aussi mis à notre disposition les données de sub-surface et des rapports de synthèse indispensables à ce travail. Nous remercions enfin Elf Aquitaine et Elf Petroland de nous avoir donné les autorisations de publication pour les données présentées dans ce mémoire.

Ière Partie : L'inversion.

CHAPITRE I : Les notions d'inversion.	13
I.1) Définition du concept.	13
I.2) Les modèles conceptuels d'inversion.	19
I.2.1) Le concept d' "inversion"	19
I.2.2) Les notions d' "inversion positive" et d' "inversion négative"	23
I.2.3) Les notions d' "inversion structurale"	24
I.2.3.1) La notion d' "inversion structurale positive"	24
I.2.3.2) La notion d' "inversion structurale négative"	29
* Conclusions sur les concepts d'inversion.	31
I.3) La réactivation, problèmes mécaniques.	32
I.3.1) Le critère de rupture de Mohr Coulomb.	34
I.3.2) La réactivation d'une roche fracturée ou d'une zone de faiblesse.	36
I.4) Modèles analogiques.	42
I.4.1) Modèles de réactivation de failles normales en failles inverses.	42
I.4.2) Modèles de réactivation de failles inverses en failles normales.	46
I.5) Modèles numériques.	49
I.6) Conclusions.	49
CHAPITRE II) L'inversion du Sud de la Mer du Nord.	51
II.1) Modèles régionaux.	51
II.1.1) Généralités.	51
II.1.2) Les inversions crétacé supérieur et base tertiaire.	57
II.1.3) Les inversions éocène-oligocène et oligo-miocène.	62
II.2) Le "Broad Fourteens Basin".	62
II.2.1) Modèles de l'inversion du "Broad Fourteens Basin"	64
II.2.1.1) L'inversion majeure Crétacé supérieur début Tertiaire.	64
II.2.1.2) L'inversion mineure Éocène-Oligocène.	68
II.3) Les problèmes en suspens : comment les résoudre.	70
II.3.1) Les questions.	70
* À l'échelle de la Mer du Nord :	70
* À l'échelle du "Broad Fourteens Basin" :	70
II.3.2) Notre approche.	70

CHAPITRE I : Les notions d'inversion.

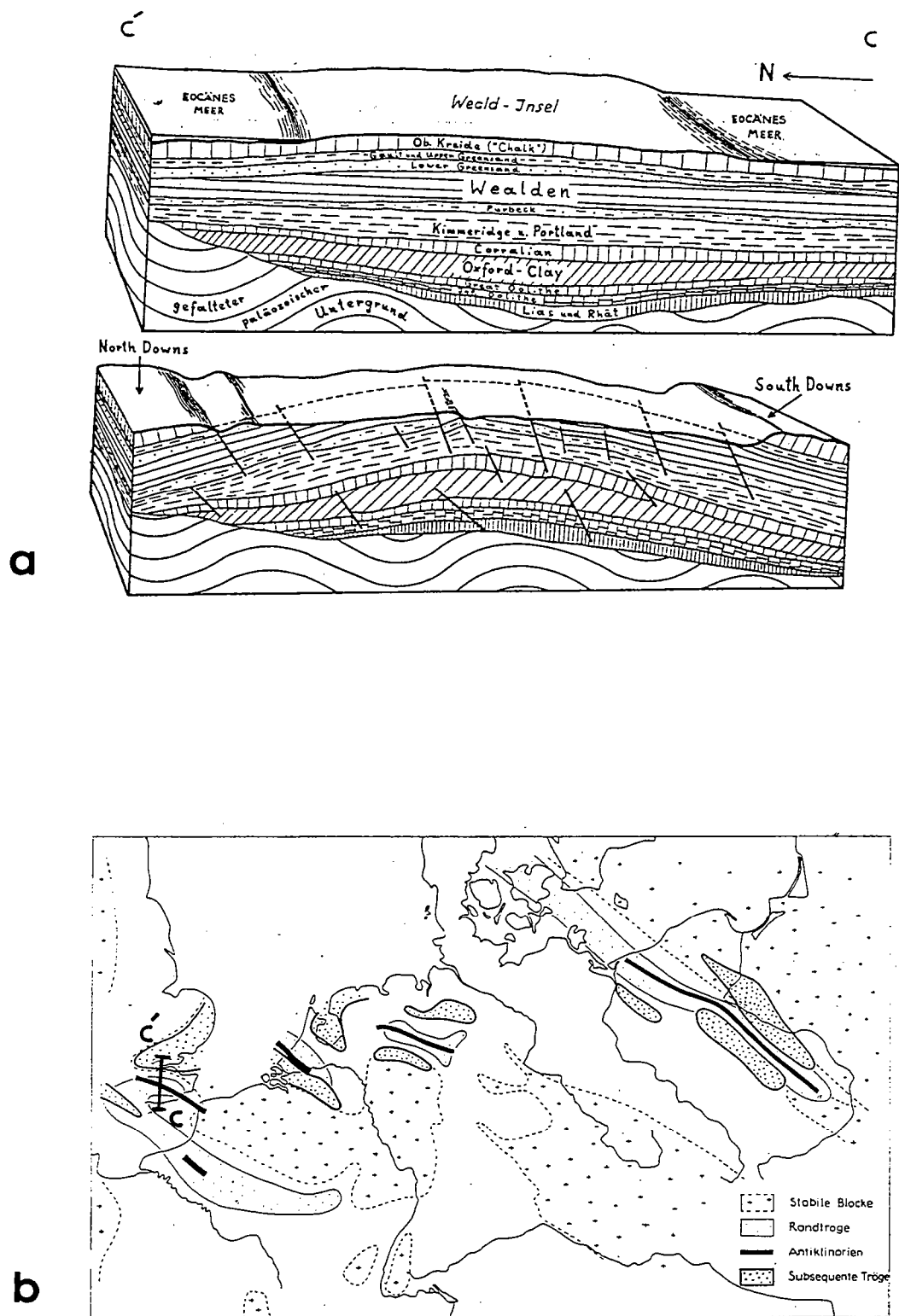
I.1) Définition du concept.

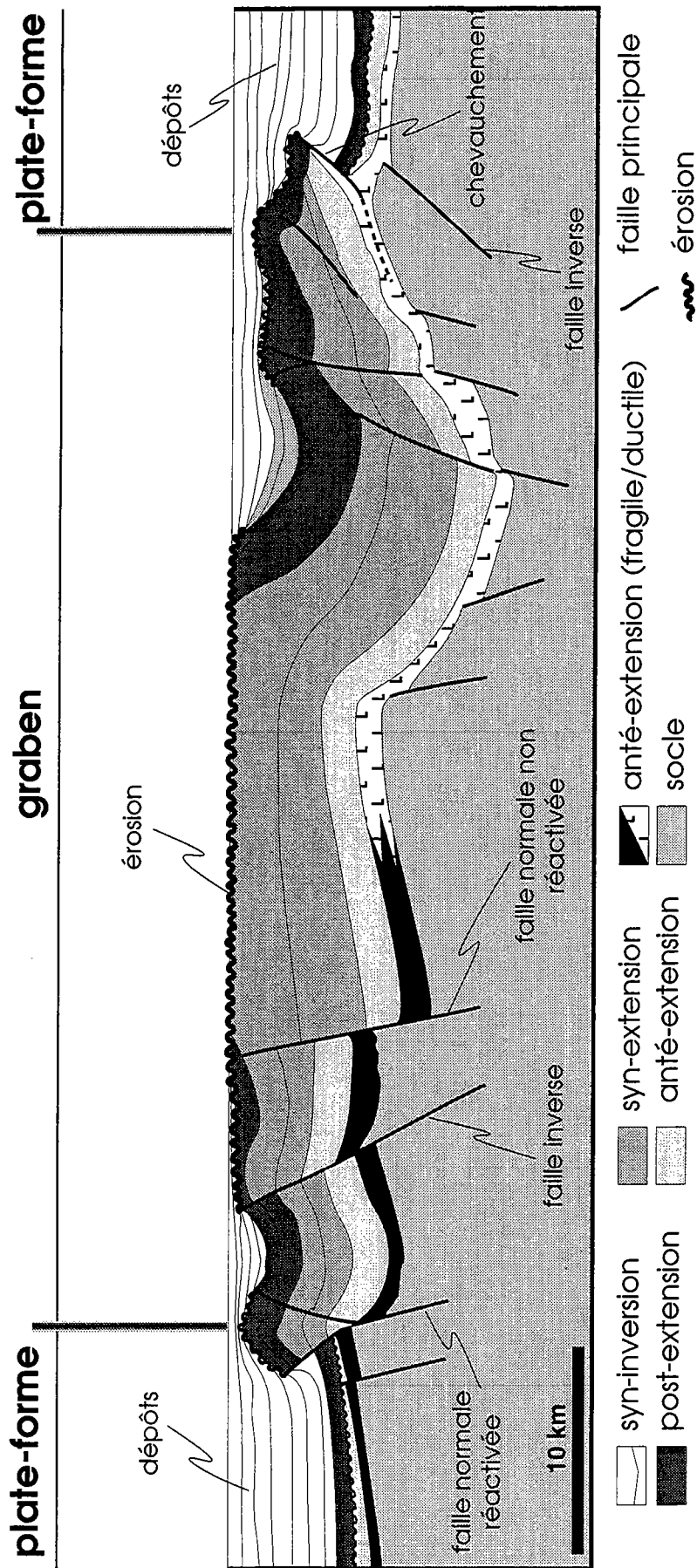
Le concept d' "inversion" a été défini par les géologues pétroliers pour traduire l'aspect particulier de certains bassins sédimentaires extensifs ou grabens en Mer du Nord (Voigt, 1962 ; Heybroek, 1974 ; Ziegler, 1975, 1978). Leurs particularités sont les suivantes :

- (1) Le bassin extensif ou graben est soulevé par rapport à ses plates-formes (Fig. I.1a).
- (2) Le soulèvement du bassin extensif ou graben entraîne son érosion (Fig. I.1a).
- (3) Des failles inverses structurent le bassin extensif ou graben avec ou sans réactivation des failles normales (Fig. I.1a).
- (4) Des dépôts marginaux se font de part et d'autre du soulèvement (Fig. I.1b, *subsequente tröge*).
- (5) Cette structuration particulière affecte en même temps plusieurs bassins extensifs ou grabens (Fig. I.1b).
- (6) Les grabens inversés ont presque la même direction, ici NW-SE (Fig. I.1b).
- (7) Cette structuration particulière se fait à la suite d'un changement de régime tectonique, avec passage d'un régime extensif à un régime compressif.

Ces différents caractères particuliers sont représentatifs d'un bassin extensif ou graben qui subit un changement de régime tectonique d'abord en extension et puis en compression. Ils ne sont pas forcément observés à la suite d'un changement de régime tectonique, mais sont des marqueurs qui doivent permettre de conclure à l'inversion d'un graben. La figure I.2 en présente un schéma synthétique.

Cooper & al. (1989), à la suite d'un colloque sur l'inversion tectonique, ouvrent une discussion du concept d'inversion, à propos de l'utilisation et du sens qu'on peut lui donner. En effet, l'utilisation du terme inversion pose différentes questions et nous oblige à préciser dans quel sens on va l'employer.





INVERSION RÉGIONALE SUITE À UN CHANGEMENT DE RÉGIME TECTONIQUE, PASSAGE D'UN RÉGIME EXTENSIF À UN RÉGIME COMPRESSIONNÉL.

Figure I.2 : Schéma type idéalisé des caractéristiques particulières liées à l'inversion d'un graben.

En tant que concept :

- Doit-on réserver ce terme uniquement au concept d'inversion de bassin sédimentaire extensif ou graben, comme le préconise Murphy et Ziegler dans Cooper & al.(1989), selon l'usage des géologues pétroliers ?
- Faut-il, comme le font Glennie & Boegner (1981), différencier deux concepts, l' "inversion positive", qui consiste à transformer un bassin extensif ou graben en haut structural, de l' " inversion négative", qui en est le contraire ?

En tant que phénomène permettant la description d'un objet :

- Doit-on considérer les phénomènes thermiques et isostatiques responsables de soulèvement et de subsidence, comme de l'inversion (Coward, 1994), ou ne pas les considérer comme tel, suivant Cooper & al. (1989) ?
- Faut-il voir dans l'inversion, comme le propose Harding (1985), une "inversion structurale" positive ou négative, correspondant à la réactivation d'un accident dans le sens contraire de son initiation ?

Avant d'utiliser ces termes, précisons-les :

Dire qu'une faille est inversée c'est la qualifier, ce qui signifie qu'elle a été réactivée dans un sens de mouvement opposé à son sens initial de mouvement.

Dire qu'un phénomène est une inversion, c'est constater ses effets sur différents objets, qui alors s'inversent ; le phénomène peut avoir plusieurs causes.

Le concept d'inversion implique que l'on attribue une cause particulière à un phénomène particulier affectant un objet particulier. Le mot inversion en tant que concept est à la fois qualificatif et génétique. Quand un concept est défini, si sa définition est précise, le caractère unificateur du concept doit permettre son emploi sans ambiguïté ; le terme "inversion de graben" a été précédemment défini dans ce but.

On s'intéressera plus particulièrement ici à l'inversion des grabens. Dans la littérature, le terme utilisé est souvent "inversion de bassin". Il faut différencier bassin et graben. En effet un bassin sédimentaire peut être le résultat :

- d'un effet thermique,
- d'une surcharge de la lithosphère,

- d'une compression,
- d'une extension.

Les deux premiers cas donnent des bassins de grande extension régionale. Les bassins compressifs s'initient à la suite d'une flexuration régionale de la lithosphère, ils sont structurés par des failles inverses et leur évolution ultérieure tend à réduire leur taille sauf dans le cas des bassins d'avant-pays (Cobbold & al., 1993). Les bassins extensifs sont généralement appelés grabens, ils sont structurés par des failles normales et leur évolution ultérieure tend à augmenter leur taille (Brun & Choukroune, 1983).

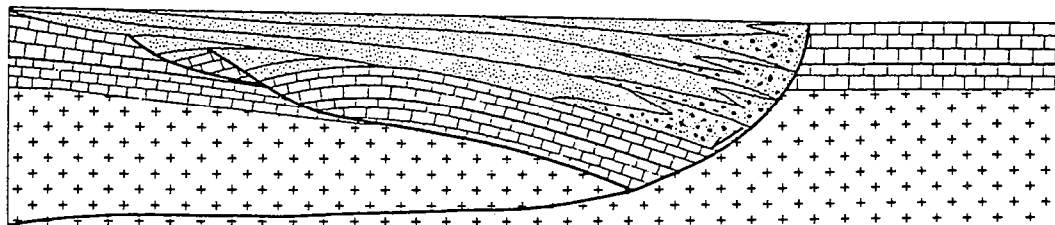
L'inversion telle qu'elle a été décrite par les géologues pétroliers, comme résultat d'un changement du régime tectonique d'extensif à compressif, ne peut correspondre qu'à l'inversion d'un bassin créé en extension, c'est-à-dire un graben. Le concept d'inversion développé dans cette thèse est le concept d' "inversion de graben".

Distinguons maintenant, parmi les différents modèles conceptuels actuels, ceux qu'il faut appeler inversion de ceux qu'il n'est pas justifié d'appeler inversion. Nous avons adopté la règle suivante : si un terme existe déjà pour nommer un phénomène entraînant de l'inversion (structure inversée, inversion de relief, inversion de sens de déplacement...), et si ce terme est en lui-même un concept, nous dirons qu'il n'est pas nécessaire de le renommer.

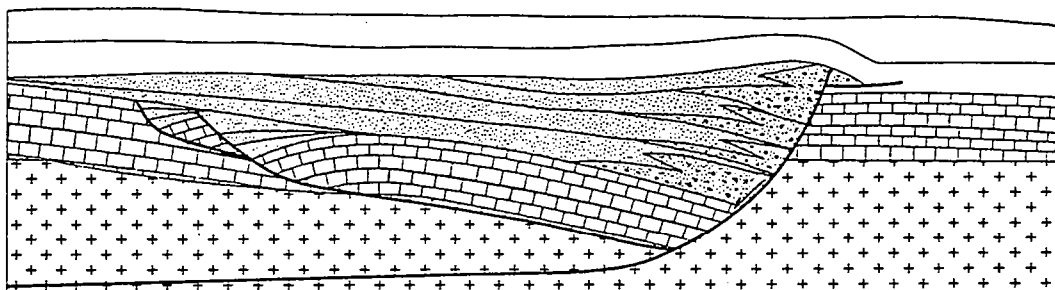
Par exemple, le rebond isostatique post-glaciaire de la Scandinavie provoque une inversion de relief ; mais doit-on pour autant appeler ceci une inversion ? Employer ici le terme inversion serait plutôt réducteur, le terme de rebond isostatique nous renseignant directement sur la cause du phénomène. Il correspond à la disparition d'une surcharge provoquant le soulèvement de la lithosphère. Le terme "rebond isostatique" véhicule en lui-même un concept.

Cependant, employer les mots "inversion" ou "inversé" pour mieux définir un objet ou un phénomène est à préconiser, si cela va dans le sens de la clarté.

DEMI- GRABEN AVEC CROISSANCE

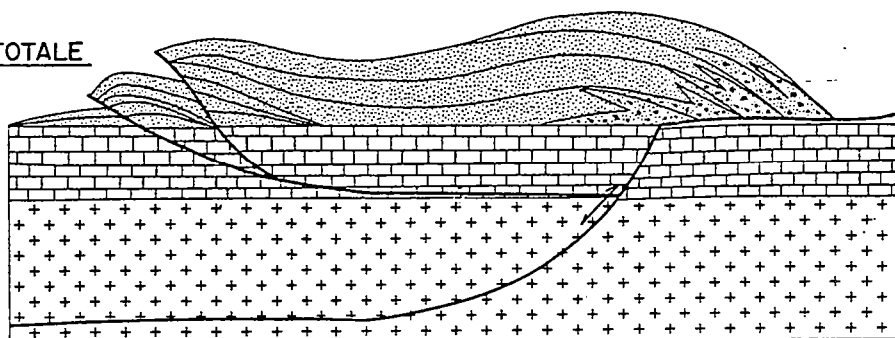


PETITE INVERSION



INVERSION TOTALE

PREMIÈRE
ALTERNATIVE :
POUSSÉE →



SECONDE ALTERNATIVE :
SUBDUCTION

Figure I.3 : Schéma illustrant une petite inversion et une inversion totale d'un hémigraben avec croissance (Bally, 1984).

I.2) Les modèles conceptuels d'inversion.

I.2.1) Le concept d' "inversion".

Le concept d' "inversion" ou d' "inversion de graben" vient de l'industrie pétrolière. La cause de l'inversion n'est pas clairement définie par Voigt (1962), elle serait en relation avec des mouvements orogéniques et les bassins inversés sont comparés à de petits géosynclinaux. L'idée de grabens intracratoniques créés dans un contexte extensif et subissant le contrecoup d'un changement cinématique global (remontée de l'Afrique vers l'Eurasie et formation des Alpes), qui entraîne la mise en compression de la plaque européenne et l'inversion des grabens (Ziegler, 1975, 1978 ; W.H. Ziegler, 1975), est une idée novatrice, à la fin des années 1970. Les cratons supposés indéformables pourraient subir le contrecoup des forces exercées à plus de 1500 Km, à leur bordure (Ziegler, 1989a). Le concept d' "inversion de graben" ou d' "inversion" est ici défini puisque l'on observe un objet inversé avec ses particularités auxquelles on attribue une cause.

Ce concept d'inversion est schématisé par Bally (1984) pour un hémi-graben sur faille listrique (Fig. I.3). Il différencie ce qu'il appelle une petite inversion, pour laquelle le jeu inverse sur la faille listrique reprend une partie du jeu normal, et une inversion totale pour laquelle le jeu inverse reprend tout le jeu normal de la faille. Ceci implique que le remplissage sédimentaire du graben soit ressorti. Par rapport à la déformation des sédiments pendant l'inversion, plusieurs styles d'hémi-grabens sont possibles (Fig. I.4), avec déformation interne, avec chevauchement, avec rétrochevauchement ou avec chevauchement et rétrochevauchement (Hayward & Graham, 1989) ; ces modèles de déformation d'un hémi-graben n'étant que des cas particuliers du modèle de Bally (1984). Ils impliquent tous le passage d'un régime tectonique extensif à un régime compressif.

L'inversion d'un hémi-graben sur faille listrique, et d'un bassin sur rampe profonde (Gibbs, 1987), correspond à une inversion du même type que les modèles précédents. La particularité de l'inversion d'un bassin sur rampe profonde est la possibilité de se déformer sans failles (Fig. I.5). L'inversion correspond ici aussi au passage d'un régime tectonique extensif à un régime compressif.

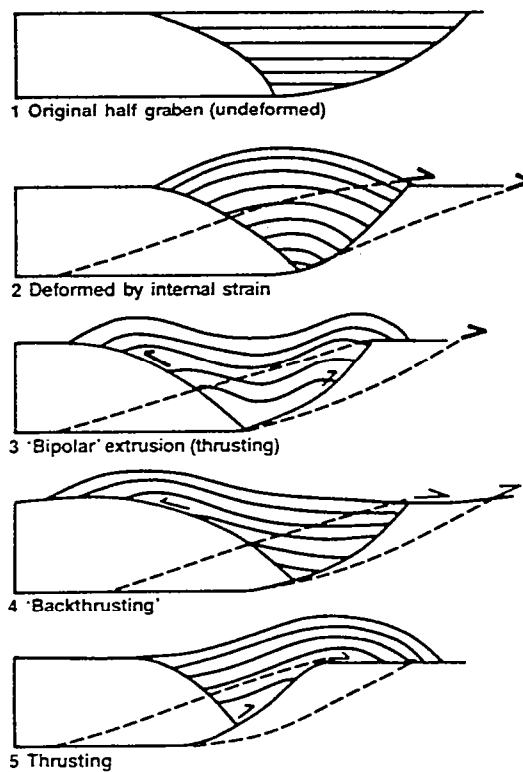


Figure I.4 : Modèles théoriques de l'extrusion de la séquence syn-rift d'un héli-graben. Les lignes en pointillées indiquent de potentiels chevauchements (Hayward et Graham, 1989).

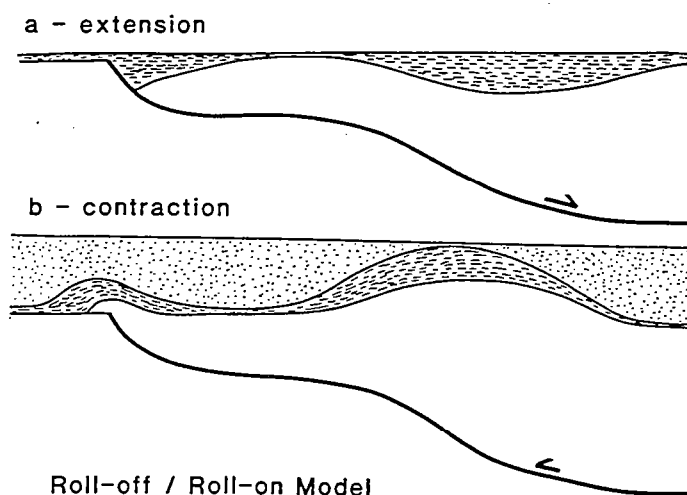
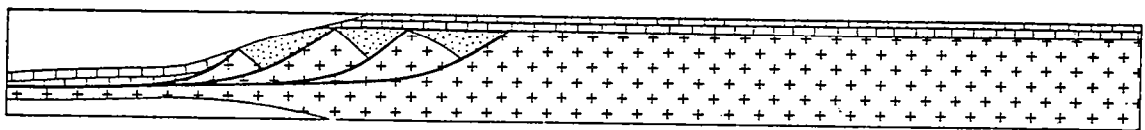


Figure I.5 : Schéma de bassins développés sur le compartiment supérieur d'une faille normale avec plat et rampe, (a) durant l'extension, (b) durant la contraction. Les hauts et bas dépositionnels sont inversés (Gibbs, 1987).

Ces modèles d'inversion d'hémi-graben schématisent l'inversion de structures extensives particulières (les failles listriques, plates en profondeur). L'inversion du graben se fait par inversion du sens de déplacement dans le socle, on passe d'un régime purement extensif à un régime purement compressif. L'existence et l'importance d'une composante décrochante pendant l'inversion a été, jusqu'à présent, rarement prise en compte. Nous verrons par la suite que la composante décrochante peut être déterminante durant l'inversion (cf. Chapitres V, VI et VII).

Les changements de cinématique des plaques peuvent provoquer des collisions et un raccourcissement des marges continentales, où les anciennes failles limitant les blocs basculés sont reprises en chevauchement (Lemoine, 1981 ; Boillot, 1984). Ce phénomène a été décrit en tant qu'inversion dans les Pyrénées (Bally, 1984 ; voir figure I.6), et dans les Alpes (Gillcrst & al., 1987 ; De Graciansky & al., 1989). Lors de la discussion sur l'utilisation du mot inversion (Cooper & al., 1989), Ziegler considère que l'utilisation du terme inversion, pour caractériser une marge passive raccourcie n'est pas souhaitable. Au contraire, De Graciansky pense que le concept d'inversion ne doit pas être trop rigide et que son utilisation dans les Alpes permet de mieux comprendre le fonctionnement de celles-ci. Considérer, comme De Graciansky & al. (1989), que les Alpes occidentales sont le résultat de l'inversion de la marge européenne de la Téthys-Ligure, est peut-être employer le terme inversion de manière trop excessive. Peut-être faut-il définir ce que l'on appellera l' "inversion de marge passive" comme le résultat d'une collision entre deux plaques provoquant la réutilisation des structures extensives. En fonction de l'intensité de la déformation, l'inversion de la marge passive sera surtout observable dans les zones externes d'une chaîne, tandis que dans les zones internes, les très fortes intensités de la déformation risquent d'entraîner des comparaisons hasardeuses, avec une ancienne marge passive.

Nous retiendrons que l'inversion d'une marge passive est un terme qui permet de mieux comprendre les structures externes des chaînes. Par contre, il n'est peut-être pas souhaitable de dire qu'une chaîne de montagnes est le résultat de l'inversion d'un bassin ; une chaîne de montagnes, comme les Alpes, est avant tout le résultat d'une collision entre deux blocs continentaux.



INVERSION PYRÉNÉENNE

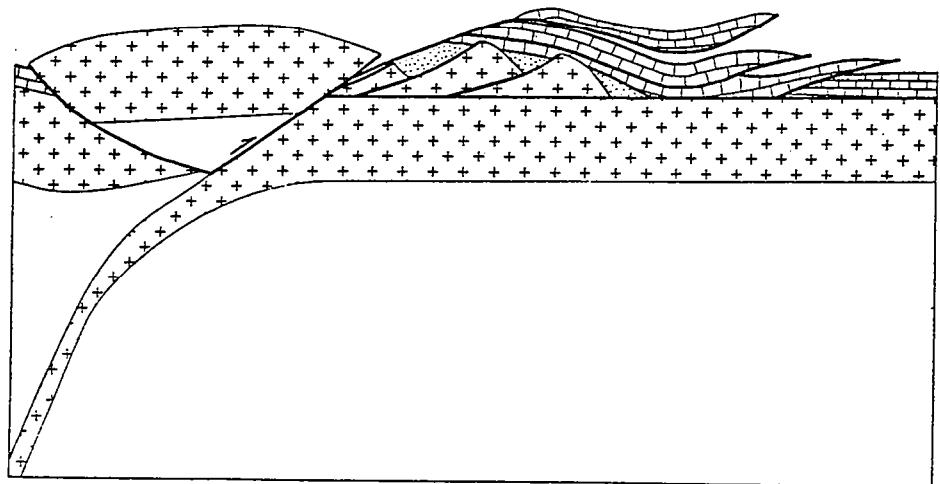


Figure I.6 : Schéma d'une inversion pyrénéenne (Bally, 1984).

1.2.2) Les notions d' "inversion positive" et d' "inversion négative".

Suite au concept d'inversion de graben développé par Ziegler (1975, 1978), les concepts d' "inversion positive" et d' "inversion négative" ont été proposés par Glennie & Boegner (1981). Pour eux, un graben qui se transforme en un haut structural, correspond à de l'inversion positive ; un haut structural qui se transforme en graben, correspond à de l'inversion négative. Harding (1985) introduit les notions d' "inversion structurale positive" et d' "inversion structurale négative". Ces notions correspondent à la réactivation de structures dans un sens opposé à celui de leur création. Nous examinerons plus en détail au paragraphe suivant la réactivation de structures préexistantes, en tant que marqueur de l'inversion des grabens.

Ainsi, suivant Glennie & Boegner (1981), l' "inversion négative" serait le passage d'un régime de soulèvement à un régime de subsidence ; nous pouvons donner comme exemples de ce dernier changement de régime :

- L'extension et l'étalement gravitaire des chaînes de montagnes (Mercier, 1984 ; Malavieille, 1987 ; Gautier & al., 1990 ; Lister & al., 1991 ; Van Den Driessche & Brun, 1991 ; Ballèvre & Merle, 1993).
- La subsidence thermique liée au refroidissement de la croûte après le rifting (Wernicke, 1985 ; Coward, 1986 ; White & Mc.Kenzie, 1988), ou après le fonctionnement d'un point chaud comme en Mer du Nord pendant le Dogger (Underhill & Partington, 1993).
- Tous les phénomènes entraînant d'abord du soulèvement, puis de la subsidence, devraient, si l'on suit Glennie & Boegner, être appelés "inversion négative".

De même, tous les phénomènes entraînant d'abord de la subsidence et ensuite du soulèvement devraient être appelés "inversion positive" (Glennie & Boegner, 1981), comme le fait par exemple Coward (1994) pour le rebond isostatique, le fonctionnement de diapirs, le bombement thermique et le soulèvement du compartiment inférieur d'une faille normale ("footwall uplift " en anglais).

Brodie & White (1994) suggèrent l'inversion de bassins à partir d' "underplating" magmatique. Le soulèvement des bassins au Nord de l'Angleterre se ferait par réajustement isostatique, suite à une accumulation en base de croûte de matériaux mantelliques ayant subi une différenciation magmatique les allégeant. Ici, le terme "inversion" est descriptif, et traduit l'effet sur un bassin, d'un phénomène, qui est l' "underplating".

Si l'on suit ces nouvelles appellations, la plupart des phénomènes géologiques correspondent à de l'inversion, positive ou négative. L'emploi abusif du mot inversion ressemble à un phénomène de mode, on "découvre" un terme, on l'emploie le plus possible, et tout semble beaucoup plus simple. Avec trois mots : inversion, positive et négative, on peut décrire toute la géologie, ou presque, mais on n'explique rien. C'est, sans doute, pour cette raison que Cooper & al. (1989) précisent que le concept d' "inversion" implique le passage d'un régime de contrainte extensif à un régime de contrainte compressif. Ils font remarquer que le concept d' "inversion négative" est très peu accepté. Utiliser un nouveau terme pour nommer un concept est louable si, grâce au nouveau terme, le concept est mieux explicité. Ce n'est pas, pour l'instant, le cas pour les termes d' "inversion négative" et d' "inversion positive", ces termes n'étant pas aussi bien définis que le terme d' "inversion de graben". Néanmoins, les termes d'inversion positive et négative peuvent être utiles s'ils sont employés, avec parcimonie, pour qualifier et donc préciser un phénomène.

I.2.3) Les notions d' "inversion structurale".

I.2.3.1) La notion d' "inversion structurale positive".

Dans le concept d'inversion, un des faits importants est la réactivation d'anciennes failles normales en failles inverses. C'est à partir de la réactivation des failles qu'Harding (1985) définit l' "inversion structurale positive", qui traduit la réactivation d'une faille normale en faille inverse. La notion d'inversion structurale positive sera ensuite reprise par d'autres auteurs et appliquée pour de nombreux types de failles :

- L'inversion de failles en "dominos" (Fig. I.7 ; Gillcrist & al., 1987).
- L'inversion de failles listriques (Gillcrist & al., 1987 ; Williams & al., 1989). Afin de qualifier et de quantifier les jeux sur la faille, des séquences prérift, synrift et postrift sont définies (Fig. I.8a). Le jeu inverse sur la faille provoque un pli "forcé" dans la séquence postrift (Fig. I.8b).

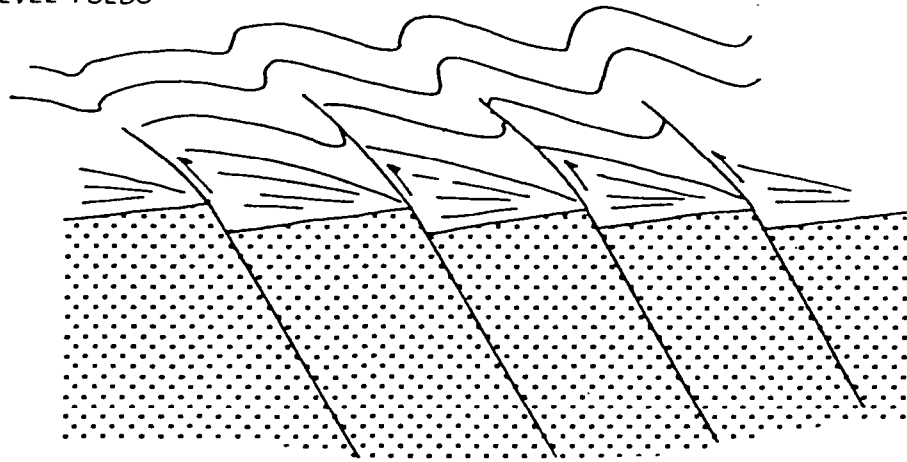


Figure I.7 : Inversion d'un système de failles du type dominos (Gillcrist & al., 1987).

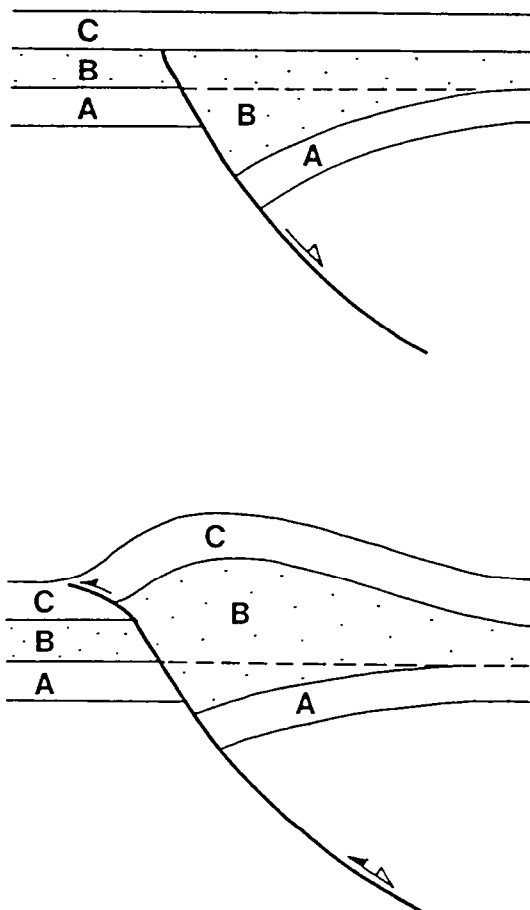


Figure I.8 : Diagramme schématique d'une inversion de faille normale listrique. Les séquences stratigraphiques sont : A, Pré-rift; B, Syn-rift et C, post-rift (Williams & al., 1989).

Par rapport à la séquence synrift, Williams & al. définissent un "point nul", qui se situe à l'endroit où le "rejet pente inverse" sur la faille annule le "rejet pente normal" de celle-ci (Fig. I.9). S'il n'y a pas d'inversion, le "point nul" se trouve au sommet de la faille normale (Fig. I.9a) ; plus la faille est inversée et plus le "point nul" descend le long de la faille (Fig. I.9b et c). Par rapport à la position du "point nul", et à l'épaisseur de la séquence synrift, Williams & al. définissent un rapport d'inversion R_i (Fig. I.10) :

$$R_i = \frac{d_c}{d_h} = 1 - \frac{d_e}{d_h} , \quad (1)$$

où : d_h = l'épaisseur totale de la séquence synrift contrôlée par la faille, d_c = l'épaisseur de la partie de la séquence synrift située au-dessus du point nul, d_e = l'épaisseur de la partie de la séquence synrift située au-dessous du point nul. Ainsi, d'après cette approche, si $R_i = 0$, il n'y a pas d'inversion ; si $R_i = 1$, l'inversion est totale.

Ce regard sur le rejet pente d'une faille, pendant l'inversion, ne tient pas compte de la composante décrochante, ainsi cette quantification ne nous renseigne pas sur le raccourcissement pendant l'inversion. Le seul moyen de vraiment quantifier l'inversion sur une faille est de prendre en compte le rejet réel inverse sur la faille normale (cf. Appendice de l'article, chapitre VI).

L'inversion d'une faille listrique peut se faire avec réutilisation partielle de celle-ci et recoupement au mur de la faille listrique lors de sa réactivation (Fig. I.11). Ce type de structure a été décrit dans le Sud de l'Angleterre (Gibbs, 1987) et dans les Alpes à propos du Grand Chatelard par Gillcrist & al. (1987), ces derniers emploient le terme anglais de "short cut" (littéralement, raccourci), alors qu'en réalité, la faille inverse néoformée est plus longue que le morceau de faille normale non réactivée. Ce type de réactivation a surtout été décrit pour des failles listriques, car la réactivation de ces dernières est d'autant plus difficile que leur pendage est fort vers la surface.

La notion d' "inversion structurale positive" correspond donc à la réactivation partielle ou totale d'une faille normale, en faille inverse plus ou moins décrochante. Cette inversion est le résultat d'un changement cinématique entre les deux blocs de part et d'autre de la faille. On passe d'un étirement à un raccourcissement, qui n'est pas forcément perpendiculaire à la direction de la faille réactivée. Ce type de changement cinématique correspond généralement au passage d'un régime régional extensif à un régime régional compressif.

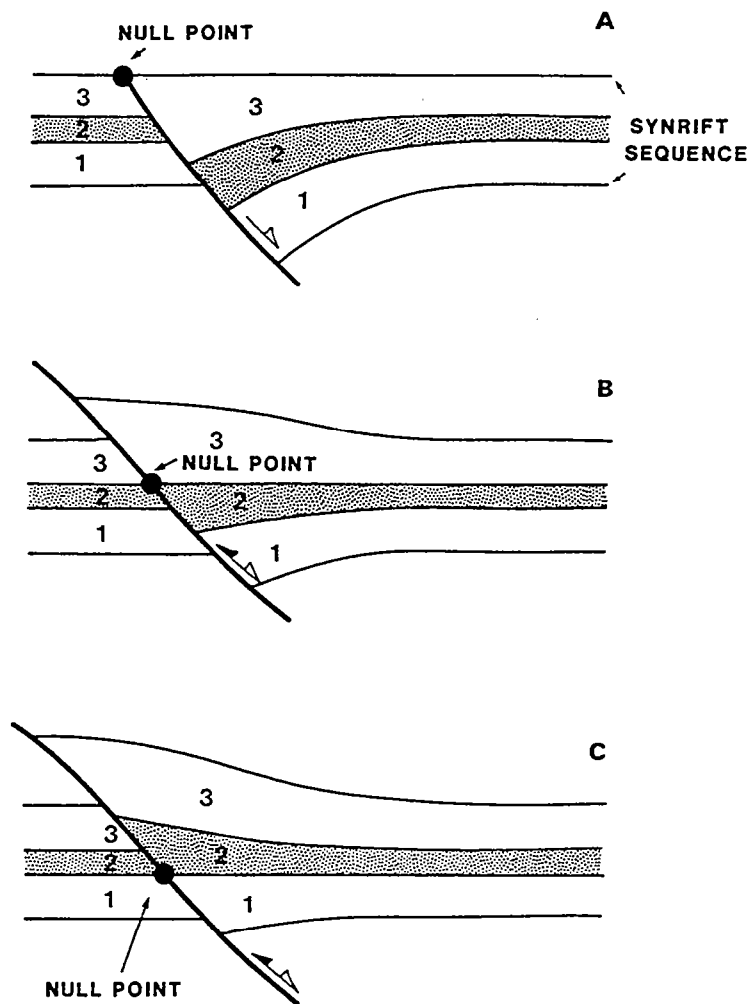


Figure I.9 : Diagramme schématique d'une inversion de faille normale listrique. Le point nul descend progressivement dans la séquence syn-rift avec l'augmentation de l'inversion (Williams & al., 1989).

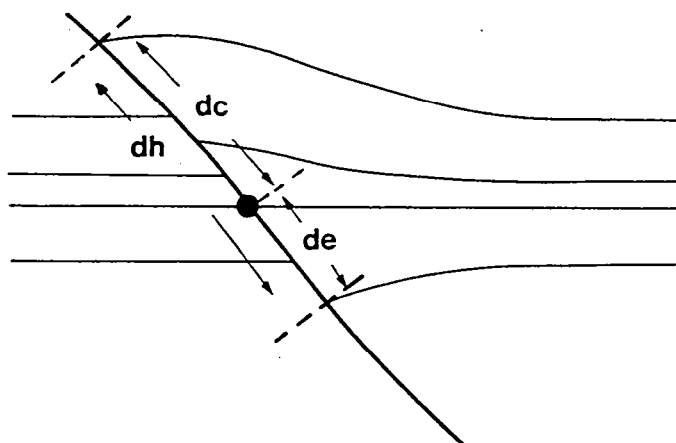


Figure I.10 : Paramètres utilisés dans l'équation (1) pour calculer le rapport d'inversion R_i (Williams & al., 1989).

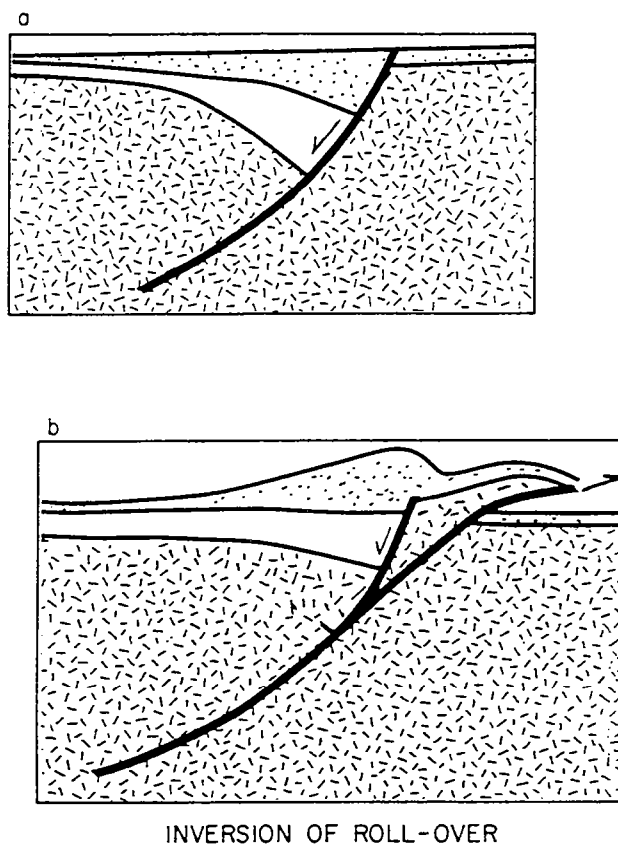


Figure I.11 : Section schématique montrant l'inversion d'une faille listrique avec développement d'un "short cut" dans le compartiment inférieur de la faille (Gibbs, 1987)

Mais localement, on peut observer une légère compression sur une faille devenue décrochante dans un régime régional en extension à la suite d'un changement de la direction d'extension (Harding, 1985) ; ce changement de fonctionnement d'une structure ne devra pas être interprété comme le marqueur d'une inversion.

Nous préférons employer le terme de réactivation, ou réactivation positive, au terme d' " inversion structurale positive". Dans la plupart des cas, il n'y a pas inversion réelle du mouvement sur la faille, mais réactivation du plan de faille dans une direction qui n'est pas nécessairement opposée à la première. Seules les composantes verticales sont opposées.

I.2.3.2) La notion d' "inversion structurale négative".

L'inversion structurale négative a été proposée par Harding (1985). En fonction de la forme des structures compressives, en plat et rampe (Fig. I.12a), et en fonction de la manière dont ces structures sont réactivées, Williams & al. (1989) proposent trois modèles :

- L'inversion négative se fait sans réactivation des structures compressives qui sont recoupées par la faille normale (Fig. I.12b).
- L'inversion se traduit par une réactivation partielle des structures compressives, avec branchement en profondeur de la faille normale sur la rampe du chevauchement (Fig. I.12c). De même que pour l'inversion positive, le terme anglais est "short cut", ici la faille normale recoupe le toit de l'ancien chevauchement (c'est bien un raccourci).
- L'inversion négative peut s'exprimer par une réactivation totale de certaines structures compressives en failles normales (Fig. I.12d).

Dans ces trois modèles, les chevauchements sont réactivés entièrement, partiellement ou pas du tout. L'inversion du sens de déplacement sur la faille correspondant au passage d'un régime compressif à un régime extensif peut avoir plusieurs origines (changement régional, basculement de bloc, glissement gravitaire, étalement gravitaire...).

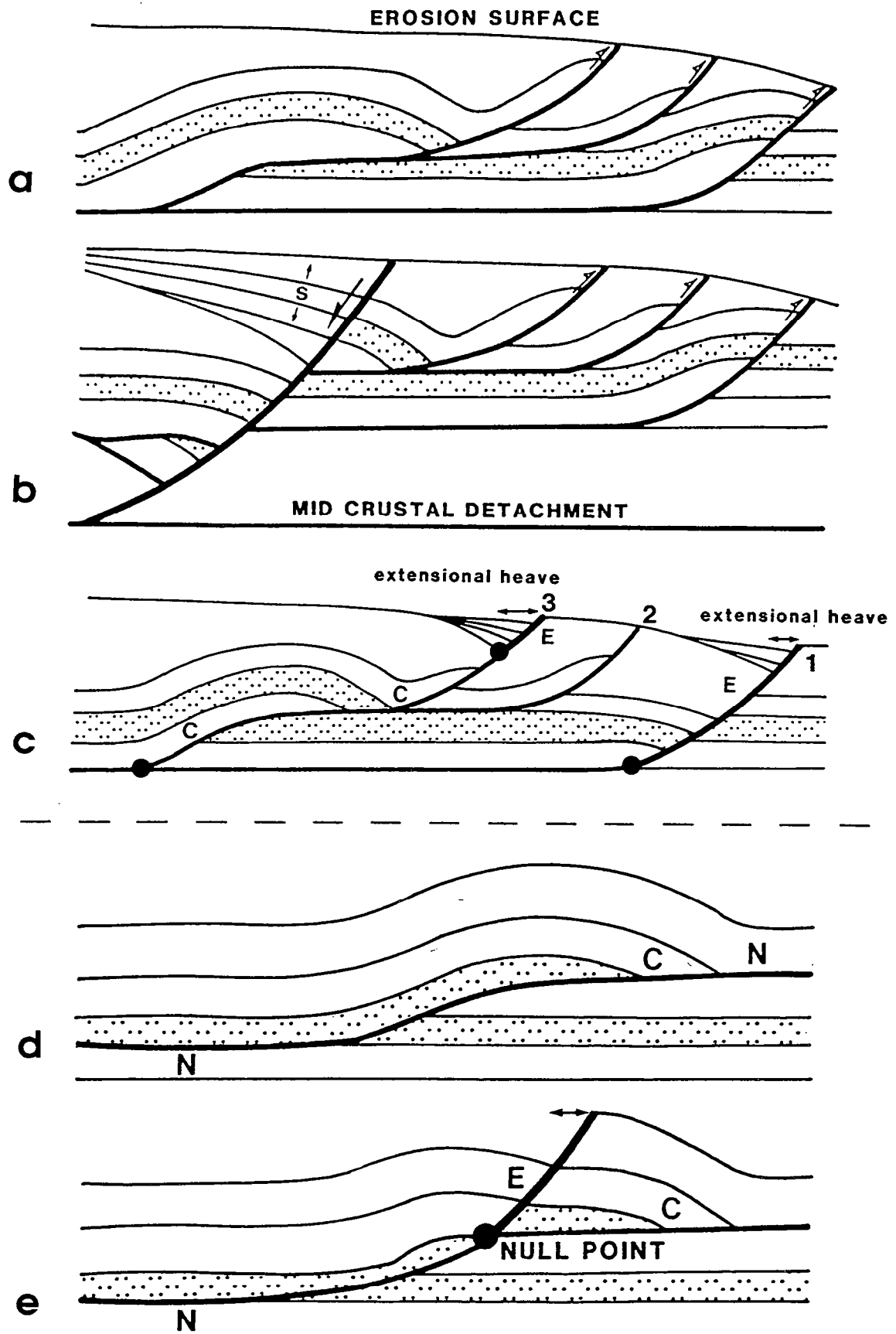


Figure I.12 : Section schématique de la réactivation d'un système de chevauchements. (a) Système de chevauchement de départ. (b) Faille normale recoupant les chevauchements sans les réactiver (S : séquence syn-rift). (c) Faille normale réactivant les chevauchements. (d) Chevauchement simple avec rampe. (e) Réactivation partielle du chevauchement (d) avec réactivation de la rampe. Les failles sont nommées : C, compressives; N, neutres et E, extensives - représentées par un trait épais (Williams & al., 1989).

L'inversion structurale négative, de même que l'inversion structurale positive, peuvent avoir plusieurs causes, et des effets différents sur les structures, en fonction de la réactivation ou non-réactivation de celles-ci. Il est préférable de réserver les termes "inversion structurale négative" et "inversion structurale positive" dans un but descriptif et non génétique. Nous utiliserons le terme réactivation en précisant l'objet réactivé - e. g. réactivation de faille normale en faille inverse ou réactivation positive, et réactivation de faille inverse en faille normale ou réactivation négative.

** Conclusions sur les concepts d'inversion.*

Pour certains auteurs, les modèles conceptuels d'inversion peuvent être très nombreux (Coward, 1994). D'autres, au contraire, limitent l'inversion à l'inversion de graben (Ziegler dans Cooper & al., 1989). Enfin, pour beaucoup, le problème de la définition et de l'emploi du terme n'est pas encore résolu (Cooper & al., 1989). Nous ne prétendons pas, par ces premières pages, régler le problème de la définition et de l'utilisation du terme inversion, mais tout au plus montrer qu'à l'heure actuelle, aucune définition et utilisation stricte du terme ne fait l'unanimité. Nous avons donc pris le parti de la clarté en évitant l'emploi du mot inversion, lorsqu'il n'apporte rien de plus que le(s) terme(s) déjà utilisé(s).

Dans la suite de cette étude, nous restreindrons donc la signification du terme "inversion" à l' "inversion de graben", comme l'avaient précédemment fait les géologues pétroliers, dans les années 1970. L'inversion est caractérisée par :

- Le soulèvement du remplissage sédimentaire d'un graben, avec ou sans érosion de celui-ci, et dépôt de part et d'autre du soulèvement.
- L'existence possible de failles inverses néoformées ou réactivant d'anciennes failles normales.
- Un contexte tectonique régional passant de l'extension à la compression.

Dans les différents modèles que nous venons de passer en revue :

- Aucun ne considère, même de manière schématique, le rôle d'un niveau de décollement supracrustal, proche de la surface, pendant l'inversion. Dans la formation et l'inversion des grabens, ils considèrent seulement un décollement en base de croûte fragile. Nous présentons dans ce travail le rôle d'un niveau de décollement proche de la surface

(quelques centaines à quelques milliers de mètres), d'abord pendant l'extension, puis durant la compression.

- L'importance éventuelle d'une composante décrochante pendant l'inversion n'est pas prise en compte. Nous tenterons de préciser les effets des mouvements décrochants sur l'inversion.

- Presque tous montrent que, pendant l'inversion (quelle que soit la définition qu'on lui donne), l'un des phénomènes majeurs observés est la réactivation de structures préexistantes. Il convient de définir non seulement ce qu'on entend par réactivation, mais encore comment, quand, où et pourquoi elle se produit.

I.3) La réactivation, problèmes mécaniques.

La réactivation, c'est la réutilisation de structures antérieures. Celles-ci correspondent à ce qui est souvent appelé "héritage". L'héritage va de la faille préexistante à la suture continentale, en passant par la variation latérale de faciès. Généralement, l'héritage est un mot flou que l'on invoque, quand on n'a pas d'explication plus précise à proposer. Nous discuterons cette notion d'héritage dans l'interprétation de la direction des grabens mésozoïques de la Mer du Nord (cf. § VII.2.3).

La réactivation est le résultat d'une tectonique dite polyphasée, et dans la plupart des cas, la réactivation est la réutilisation d'une faille préexistante. C'est ce que nous allons plus particulièrement considérer dans ce qui suit.

Comprendre la réactivation des failles implique les questions suivantes : pourquoi et comment les failles se forment, et quelles modifications elles introduisent dans le milieu fracturé ?

Les failles sont des fractures, parmi lesquelles on distingue plusieurs types (Fig. I.13) :

- Les "fentes de tension" qui sont des fractures dont les épontes se sont déplacées perpendiculairement au plan de fracture (Fig. I.13a). Les "stylolites" qui sont des surfaces de dissolution sous pression (Fig. I.13b), ne sont pas des fractures, mais sont souvent associés aux fentes de tension (Fig. I.13c).

- Les "joints" ou "diaclasses" (perpendiculaires à la stratification) sont des cassures sans rejet (Fig. I.13e).

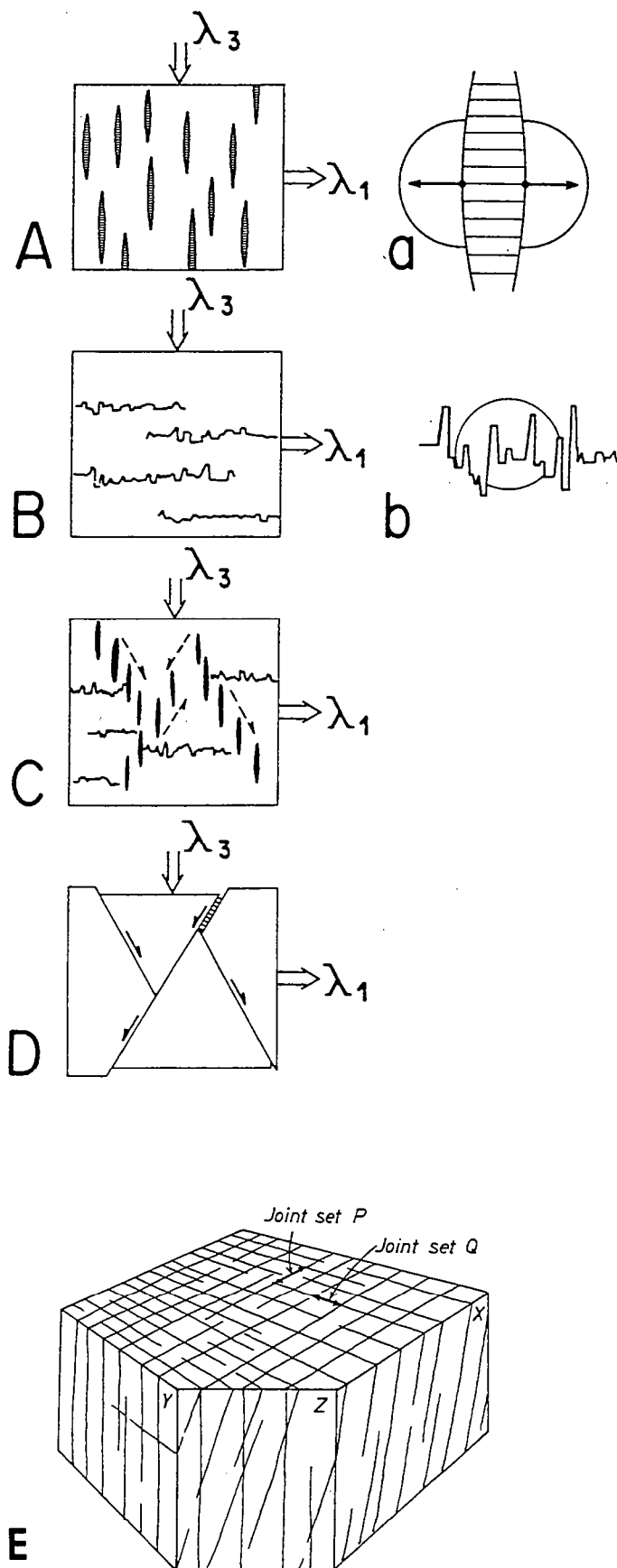


Figure I.13 : Orientation des discontinuités élémentaires par rapport à l'orientation des axes principaux de la déformation. A, Fentes de tension. B, Joints stylolitiques. C, association de fentes de tension en échelon et de stylolites. D, Failles conjuguées (A, B, C, et D d'après Choukroune, 1989). E, Diaclases (Ramsay & Huber, 1987).

- Les "failles" sont des fractures accompagnées d'un glissement entre les deux blocs (Fig. I.13d). La faille, dans la plupart des cas, ne forme pas un plan, mais une zone de déformation ayant une certaine épaisseur (de quelques centimètres à quelques mètres, en fonction de l'ampleur de la faille). Les failles sont de toutes tailles, allant de la microfaille, à l'échelle de l'échantillon, jusqu'à l'échelle des plaques.

La création d'une faille dans un milieu isotrope caractérisé par un comportement rhéologique de type "friction" est définie par le critère de rupture de Mohr Coulomb.

I.3.1) Le critère de rupture de Mohr Coulomb.

Selon ce critère, une faille est créée lorsque la contrainte cisailante τ sur le plan de faille est :

$$\tau = C_1 + \mu \sigma_n , \quad (1)$$

où :

τ = contrainte cisailante (ou contrainte tangentielle),

σ_n = contrainte normale,

C_1 = cohésion,

μ = coefficient de friction interne (ou coefficient de frottement interne).

Le coefficient de friction interne μ est défini par la formule :

$$\mu = \operatorname{tg} \varphi , \quad (2)$$

où φ est l'angle de friction interne (ou angle de frottement interne).

La représentation graphique du critère de rupture se fait sur un diagramme de Mohr qui permet de tracer une enveloppe de rupture calculée grâce à l'équation (1). Cette enveloppe de rupture délimite deux domaines, l'un inférieur, dans lequel il n'y a pas de rupture, et l'autre supérieur, où la rupture se fait sur un plan faisant un angle θ avec σ_1 (Fig. I.14).

Si la fracturation se fait avec présence de fluides, la pression de fluide interstitielle, p_i favorise la rupture (Fig. I.15), en diminuant la contrainte effective sur la faille σ'_n :

$$\sigma'_n = \sigma_n - p_i . \quad (3)$$

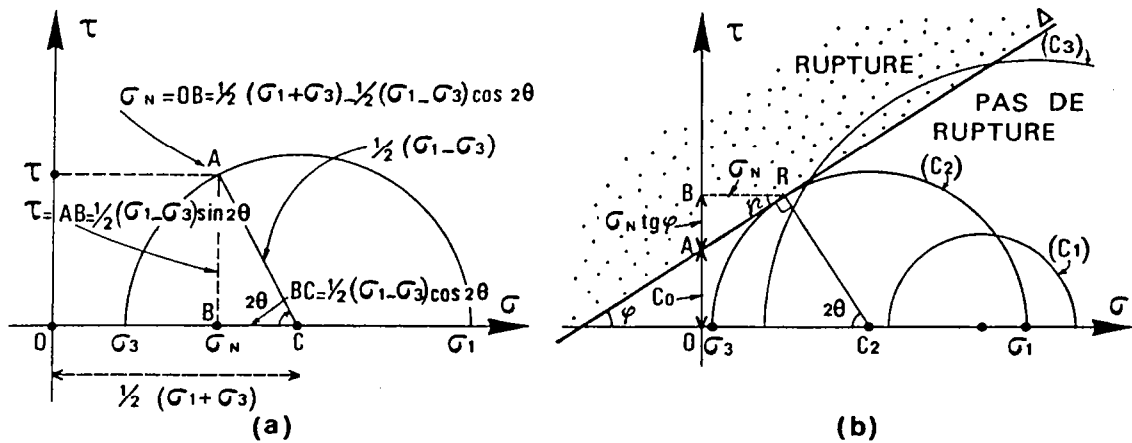


Figure I.14 : (a) Représentation par le cercle de Mohr des contraintes normales (σ_n) et tangentielle (τ) sur un plan. (b) Représentation du critère de rupture par une enveloppe de Mohr (Mercier & Vergely, 1992).

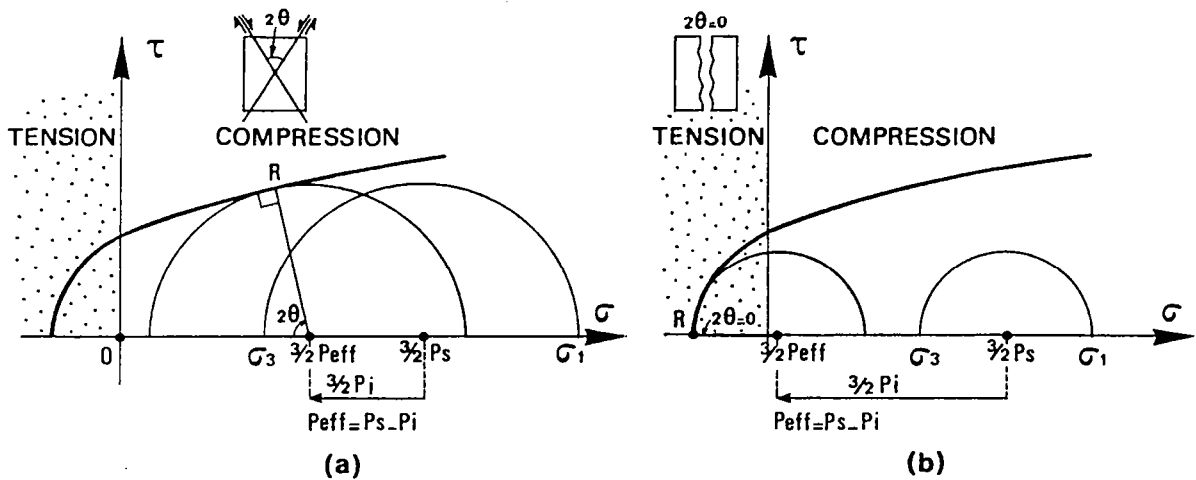


Figure I.15 : Représentation par l'enveloppe de Mohr de la fracturation assistée par pression de fluide pour une contrainte différentielle élevée (a) et faible (b) (Mercier & Vergely, 1992).

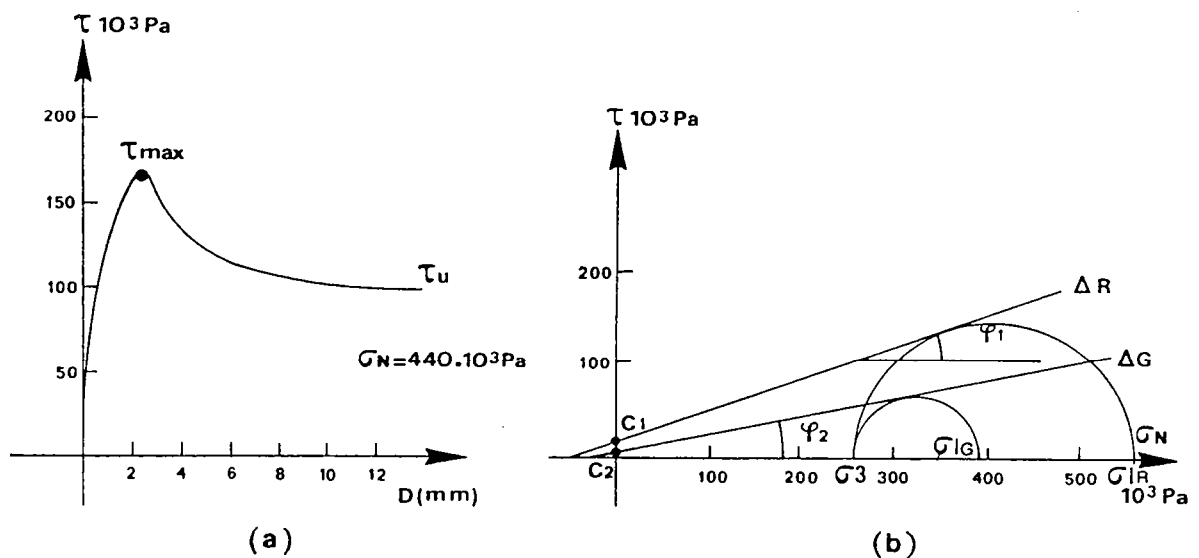


Figure I.16 : Cisaillement de gâteaux de kaolin au moyen de boîtes de cisaillement; (a) courbe contrainte τ /déplacement; (b) enveloppes de Mohr pour la rupture (Δ_R) et pour le glissement sur un plan existant (Δ_G) (Mercier & Vergely, 1992).

La fracturation est un phénomène destructeur pour la roche ; suite à la rupture, on observe un changement des propriétés mécaniques de la roche dans la zone fracturée. Dans cette zone (Fig. I.16), la cohésion diminue, donnant C_2 :

$$C_2 = C_1 - \Delta C_1 , \quad (4)$$

et l'angle de friction interne du matériau devient φ_2 :

$$\varphi_2 = \varphi_1 - \Delta \varphi_1 . \quad (5)$$

En résumé, une faille se développe dans un milieu homogène suivant le critère de rupture de Mohr Coulomb, quand la contrainte cisailante τ atteint un seuil de rupture. La rupture se fait avec un angle (θ) par rapport à la contrainte principale (σ_1). Cette rupture induit une chute de la cohésion (c) et de l'angle de friction interne (φ) du matériau dans la zone de fracture.

I.3.2) La réactivation d'une roche fracturée ou d'une zone de faiblesse.

Dans une zone fracturée, la cohésion C_2 et l'angle de friction interne φ_2 sont diminués, comme nous l'avons vu précédemment, par rapport à ceux de la roche intacte. Nous supposons qu'il en est de même pour une zone de faiblesse dans un matériau homogène. On peut, avec ces nouvelles données, tracer, sur un diagramme de Mohr, l'enveloppe de rupture d'un plan préexistant dans la roche grâce à l'équation (1) :

$$\tau = C_2 + (\text{tg}\varphi_2) \sigma_n . \quad (6)$$

La figure I.17 montre les enveloppes de rupture de Mohr, Δ_r (tangente au grand cercle) de la roche intacte, et Δ_g (tangente au petit cercle) de la roche fracturée. On définit une zone entre Δ_r et Δ_g pour laquelle un plan, faisant un angle β (tel que : $\beta_1 < \beta < \beta_2$) avec la contrainte principale σ_1 , pourra être réactivé.

Si l'on considère que la fracturation d'une roche provoque une perte totale de la cohésion dans la zone de fracture, la réactivation de cette fracture sera facilitée, car l'équation (6) devient :

$$\tau = (\text{tg}\varphi_2) \sigma_n , \quad (7)$$

et la contrainte cisailante τ nécessaire au jeu sur la faille est diminuée de la cohésion C_2 .

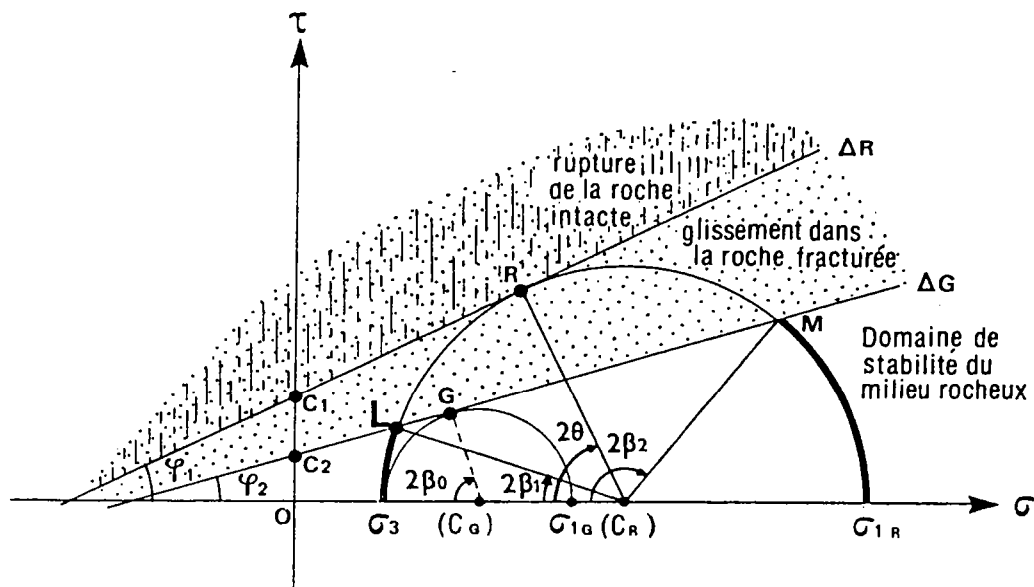


Figure I.17 : Représentation par le cercle et l'enveloppe de Mohr des conditions de glissement sur un plan préexistant (Mercier & Vergely, 1992).

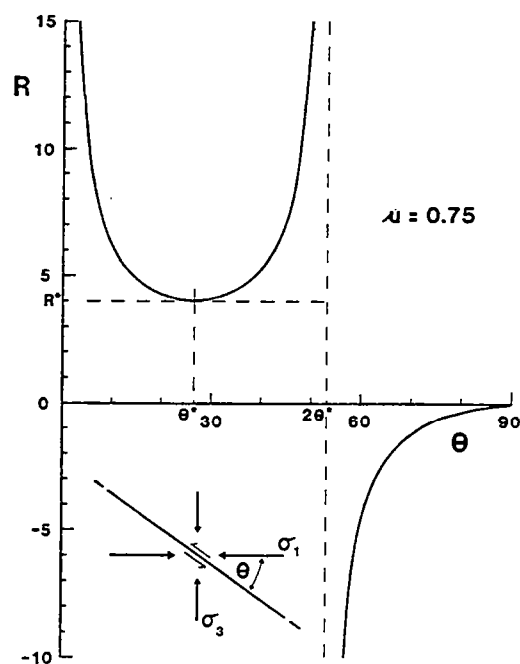


Figure I.18 : Rapport de contrainte nécessaire à la réactivation par friction, $R = (\sigma'_1 / \sigma'_3)$, les valeurs de l'angle de réactivation θ , sont données pour un coefficient de friction interne $\mu = 0,75$ (Sibson, 1985).

Pendant le fonctionnement d'une faille (fragile ou ductile), la zone de fracture associée est un lieu privilégié de circulation de fluide, donc de dissolution et de recristallisation (Carrio-Schaffhauser & Gaviglio, 1990 ; Dipple & Ferry, 1992). La zone fracturée va être rapidement cimentée à la fin du fonctionnement de la faille. Celle-ci va donc recouvrer une partie de sa cohésion (Gratier & al., sous-presse). Néanmoins, il est généralement admis que la zone de fracture reste une zone de faiblesse. Les terrains fracturés peuvent être enfouis de quelques centaines, voire de milliers de mètres avant une possible réactivation ; ainsi une zone fracturée entre sa création et sa réactivation aura tendance à être reconsolidée. Par conséquent, la réactivation d'une structure préexistante n'est pas forcément facile. Il faut sans doute nuancer l'influence des structures préexistantes de type failles (héritage structural) dans la formation de nouvelles fractures. Par exemple, en Mer du Nord, pour expliquer certaines directions de grabens, il est souvent fait appel à l' "héritage structural", et à l'existence de linéaments. Expliquer les directions des grabens seulement par la réactivation de structures préexistantes est restrictif (cf. § VII.2). L'existence de linéaments (alignement structural de plusieurs dizaines à centaines de kilomètres d'accidents crustaux) peut engendrer des zones préférentielles de déformation (cf. la "Tornquist Zone" § VII.2). Mais souvent, des "linéaments" sont supposés par des auteurs (Carwright, 1987 ; Bartholomew & al., 1993 ; Williams, 1993) pour donner une explication à un changement de direction d'un graben (cf. § VII.2.3.1).

De nombreux auteurs se sont intéressés à la réactivation des failles : Sibson (1985), Gillcrist & al. (1987), ainsi que Ranalli & Yin (1990), utilisent un rapport de contrainte R :

$$R = \sigma_1 / \sigma_3 . \quad (8)$$

Sibson (1985) intègre l'influence de la pression de fluide et considère les contraintes effectives :

$$R = \sigma'_1 / \sigma'_3 = (1 + \mu \cot \theta) / (1 - \mu \tan \theta) . \quad (9)$$

Il trace R en fonction de θ , pour un coefficient de friction interne $\mu = 0,75$ (Fig. I.18). Quand R prend une valeur minimale, θ correspond à l'angle optimum de réactivation, quand R tend vers l'infini, θ correspond à l'angle limite de réactivation.

Letouzey (1990) utilise un rapport de contrainte $R = (\sigma_1 - \sigma_2) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ qui est le même que celui de Sassi & al. (1993), noté $R = (\sigma_2 - \sigma_1) / (\sigma_3 - \sigma_1)$, qu'ils appliquent à des modèles analogiques en sable. Ce rapport R est utilisé pour déterminer les plans qui peuvent être réactivés avec un nouveau régime de contrainte. Letouzey (1990) montre à l'aide de blocs diagrammes schématisés comment se fait la réactivation en décrochement et en compression (Fig. I.19). Des failles normales pentées à 60° ne peuvent être réactivées par une compression

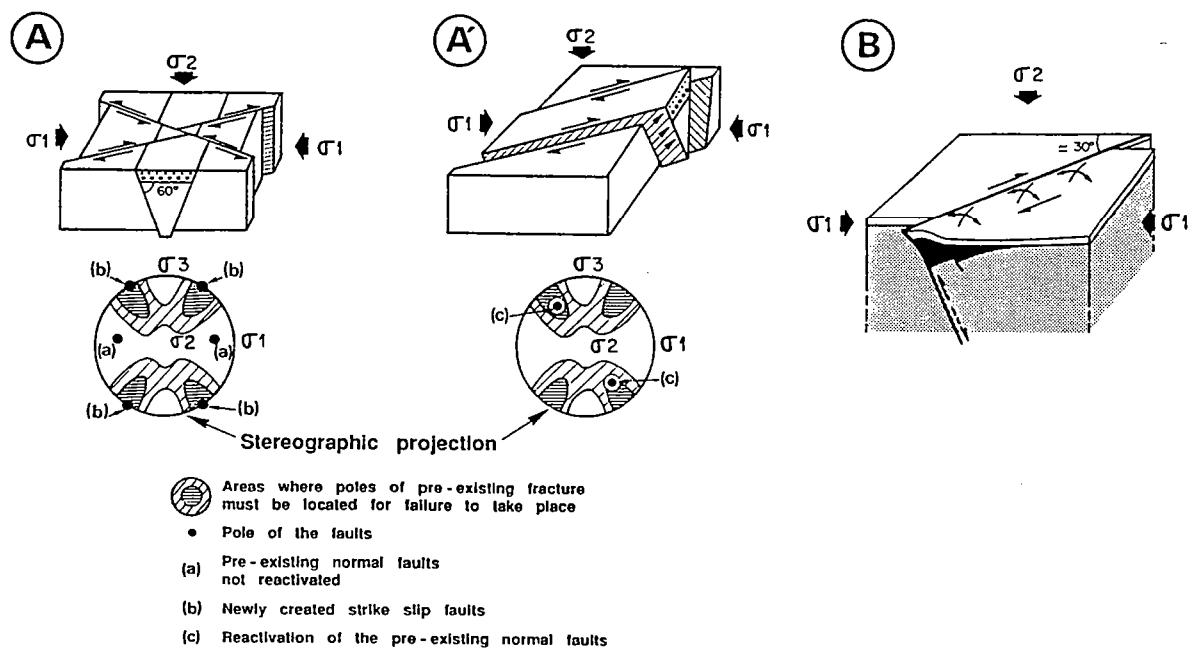
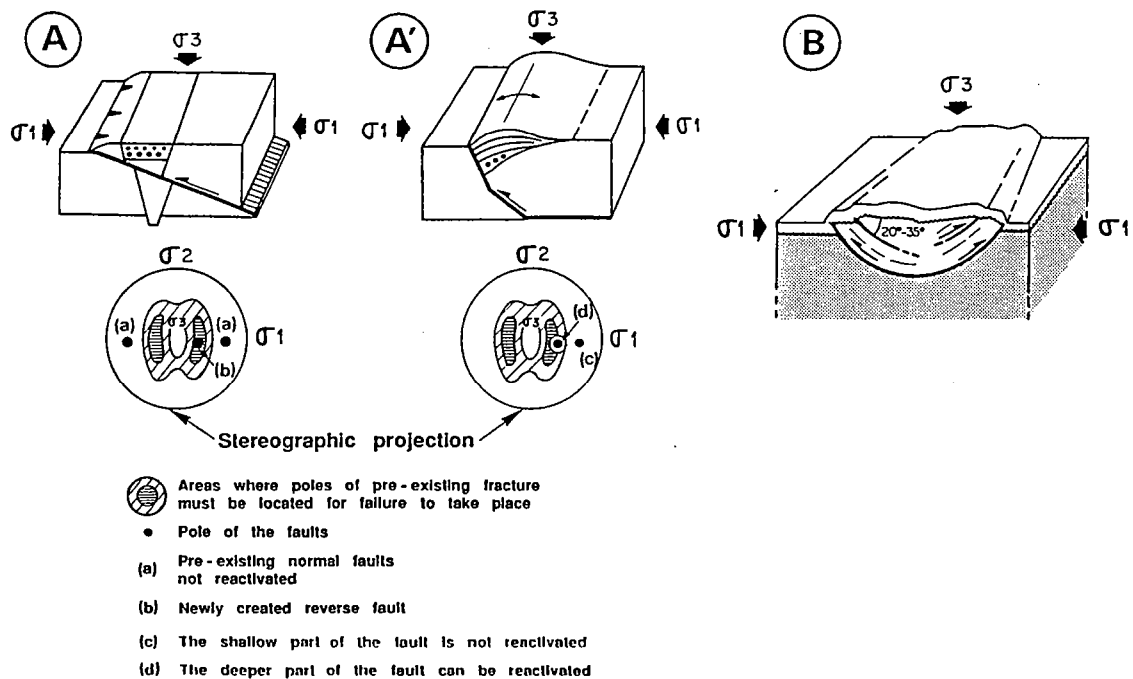


Figure I.19 : Blocs diagrammes schématiques montrant la réactivation ou non réactivation de failles normales (Letousey, 1990).

perpendiculaire aux failles. Les conséquences du changement de régime de contrainte seront :

(1) la non réactivation des failles normales et la création de failles inverses (cf. Fig. I.19.I.A) ;

(2) la réactivation partielle des failles normales en profondeur avec l'apparition d'un bombement en surface (cf. Fig. I.19.I.A') ;

(3) la réactivation des seules discontinuités pentées à 20-35° (cf. Fig. I.19.I.B) ;

(4) la création de décrochements verticaux qui recoupent les failles normales (cf. Fig. I.19.II.A) ;

(5) la réactivation des failles inverses en décrochevauchement (cf. Fig. I.19.II.A'). Si la direction de compression est oblique (30°) par rapport à la direction des failles normales la réactivation de celles-ci entraîne la formation de plis en échelon qui sont les témoins du sens de décrochement sur la faille (cf. Fig. I.19.II.B).

Huyghe (1992) et Huyghe & Mugnier (1992) analysent les conditions d'existence de "short cut" et l'influence de la profondeur lors de la réactivation. Ils déterminent un "potentiel de réactivation" P_f , qui leur permet de définir des domaines avec ou sans réactivation (Fig. I.20). Si le déviateur nécessaire à la réactivation est plus petit que celui nécessaire à la fracturation, la réactivation est possible ; dans le cas contraire, il se forme un "short cut".

Les critères de rupture et de réactivation dont on dispose aujourd'hui ne sont pas totalement satisfaisants (Letouzey, 1990 ; Sassi & al., 1993 ; Küntz, 1994), particulièrement quand la déformation affecte un champ de failles complexe. En effet, ces critères de rupture impliquent des simplifications (milieu homogène, champ de contrainte homogène, déformation plane), ceci n'étant pas le cas dans la nature. Les failles induisent des perturbations dans la direction des contraintes (Fig. I.21).

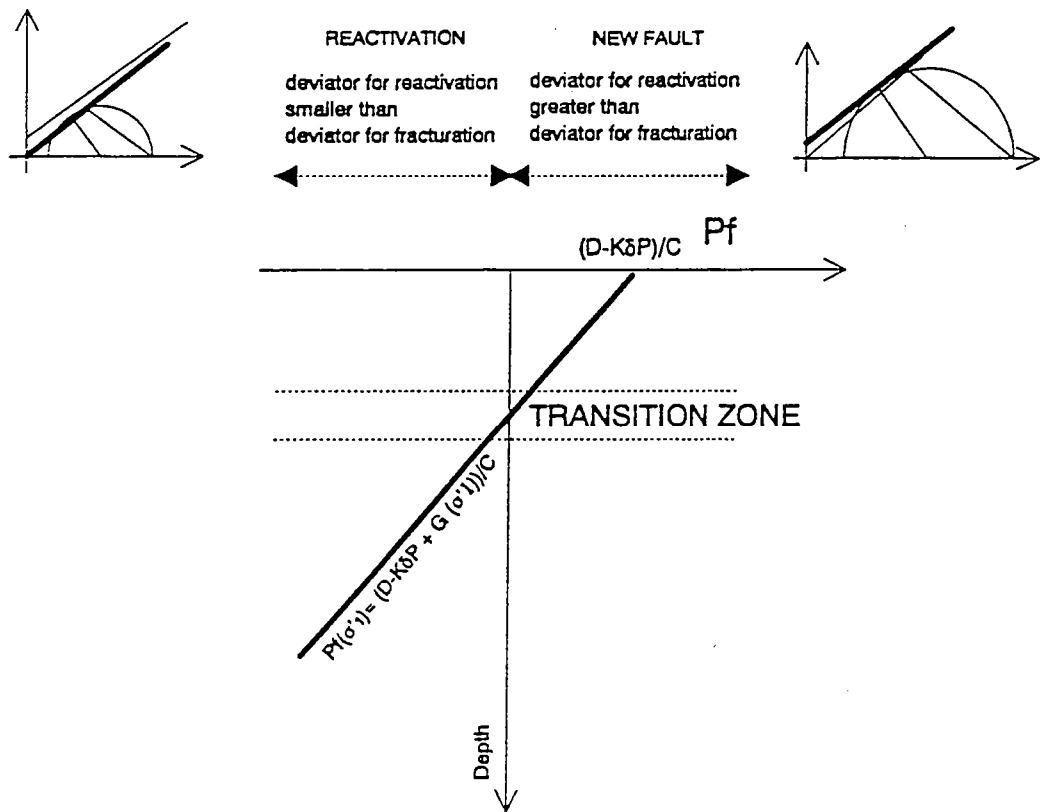


Figure I.20 : Évolution du potentiel de réactivation en fonction de la profondeur. Il y a apparition de géométries en "short cut" si le gradient (G) de la fonction (P_f) est négatif et si l'ordonnée à l'origine (D) de la fonction (P_f) est positive (Huyghe, 1992).

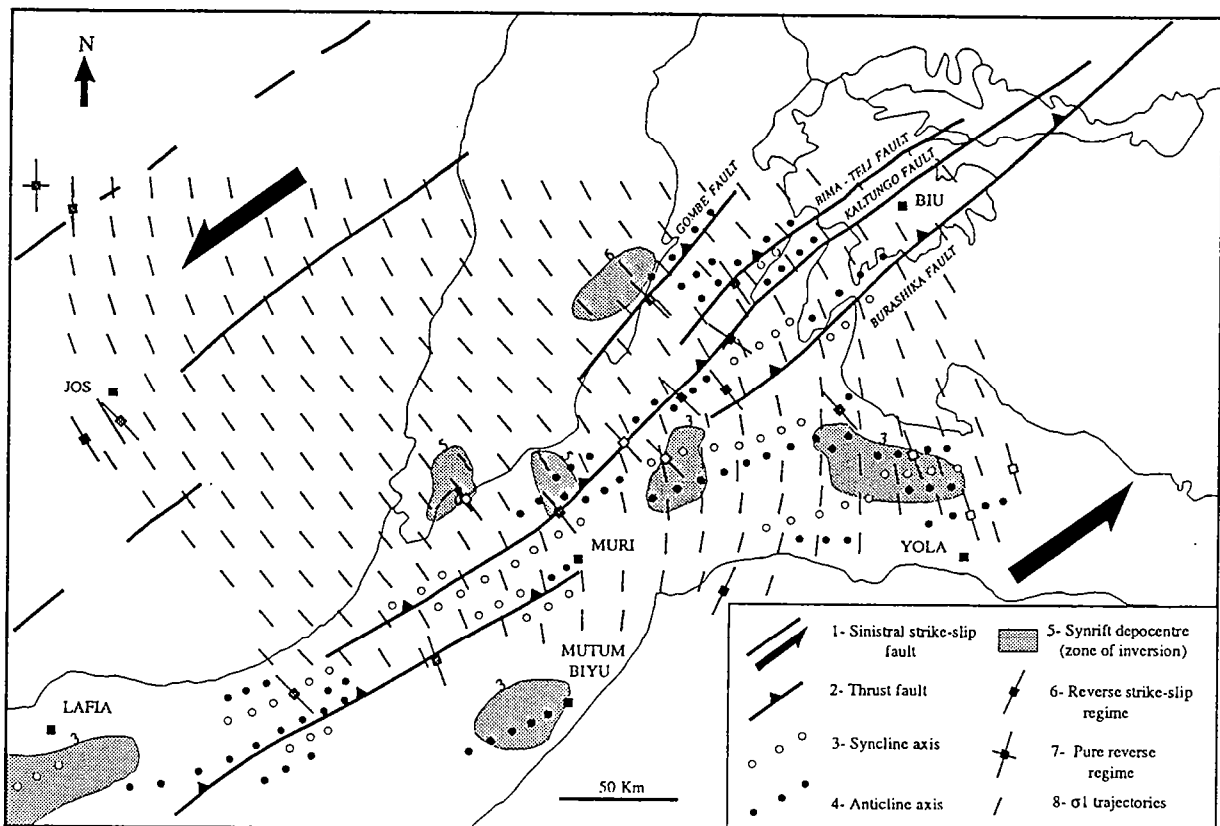


Figure I.21 : Variation du champ de contrainte autour du bassin de la Benué pendant l'inversion Crétacé supérieur (Guiraud, 1993).

I.4) Modèles analogiques.

L'inversion dans la nature est surtout décrite à partir d'exemples d'inversion de grabens, ce qui implique, dans la plupart des cas, la réactivation de failles normales en failles inverses ; les approches par modélisations analogiques concernent en grande majorité l'étude de ce type de réactivation. La modélisation analogique tente de reproduire dans des modèles réduits les déformations de la lithosphère. Pour représenter la lithosphère, différents matériaux sont utilisés (cf. § III.2). Les modélisations analogiques de la réactivation (que l'on trouve dans la littérature) ne représentent généralement que la partie fragile de la lithosphère. Ainsi la plupart des modèles que nous allons présenter sont en sable. Certains modèles possèdent de la silicone, matériau visqueux newtonien représentant les parties ductiles de la lithosphère. Les techniques expérimentales employées pour étudier l'inversion de failles conditionnent les informations mécaniques et cinématiques que l'on peut tirer du modèle.

I.4.1) Modèles de réactivation de failles normales en failles inverses.

Certains modèles consistent à réactiver des failles au-dessus de structures rigides. La boîte d'expérience comporte une base rigide prédécoupée (formant des structures rigides), censée représenter un "socle" indéformable. Cette base est étirée perpendiculairement aux structures prédéfinies, provoquant des failles dans le sable sus-jacent (Koopman & al., 1987 ; Mc Clay & Buchanan, 1992).

Le raccourcissement perpendiculaire aux structures du "socle", en dominos, provoque la réactivation des failles normales en failles inverses et la création de petites failles inverses au-dessous de l'ancienne faille normale (Fig. I.22).

Quand la base de la boîte forme un "graben", on observe un "graben" inversé après la compression (Fig. I.23). Dans ces deux types de modèles, le mouvement forcé du socle induit la réactivation forcée des failles normales.

Si une couche de silicone d'une épaisseur pouvant atteindre quelques centimètres est intercalée entre le "socle" rigide et le sable, la déformation est répartie dans la silicone, et le sable se déforme sans fracturation, quand l'épaisseur de silicone est suffisante. Le raccourcissement oblique du socle, par rapport aux structures, favorise la réactivation (Richard, 1990).

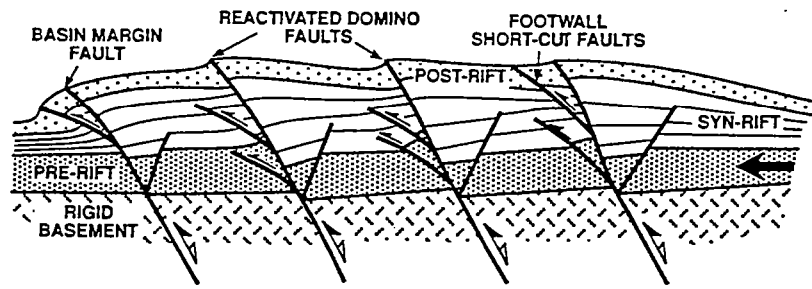


Figure I.22 : Schéma d'une coupe d'une expérience représentant la réactivation de failles en dominos avec développement de "shortcut" (Mc Clay & Buchanan, 1992).

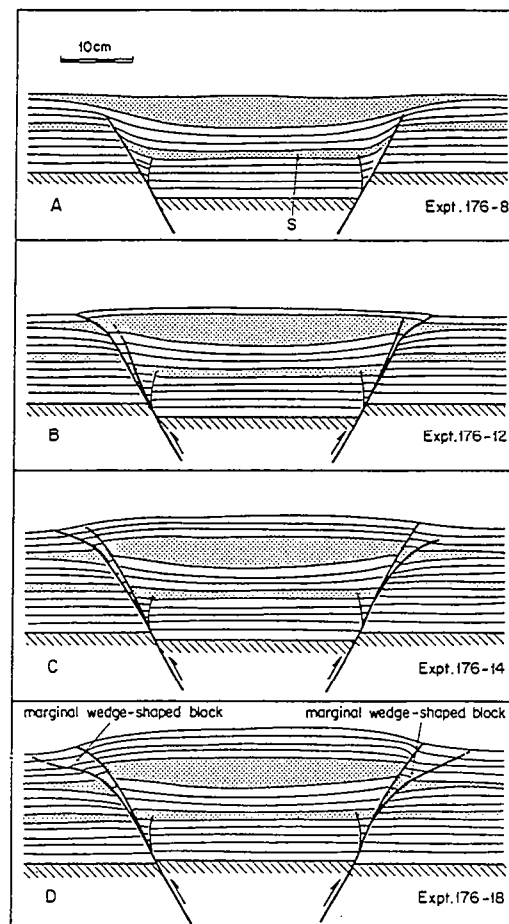


Figure I.23 : Schémas de coupes d'une expérience représentant la formation et l'inversion d'un graben créé par le mouvement vertical d'un bloc rigide (Koopman & al., 1987).

Ces types de dispositifs expérimentaux sont contraignants, car, comme nous l'avons vu dans les premiers cas, les mouvements sont perpendiculaires aux structures et la réactivation des failles est guidée par la forme des blocs du socle. La dépendance du sable de "couverture" au "socle" est beaucoup moins importante quand on intercale un niveau de silicone entre les deux.

Un autre style de modèle consiste à inverser des plans de failles préfabriqués ayant un mur indéformable (Mc Clay, 1989 ; Buchanan & Mc Clay, 1991 ; Mc Clay & Buchanan, 1992). La boîte comporte une base rigide ayant une forme de "faille" bien précise. La forme de la "faille" est plus ou moins complexe, plate, listrique, ou listrique avec plats et rampes. Sur cette "faille" repose un film plastique souple qui transmet les mouvements. Ceux-ci se font perpendiculairement à la "faille". L'extension crée des structures associées à la forme de la base du modèle, et la compression reprend en partie certaines structures qui s'apparentent à l'inversion d'un héli-graben (Fig. I.24). Les structures développées au mur de la "faille" sont intéressantes d'un point de vue géométrique, en particulier, dans le cas de la "faille" listrique avec plat et rampe, qui montre la réactivation de la partie inférieure de la "faille" listrique, la réactivation du plat et de la partie supérieure de la "faille" listrique n'étant pas possible (Fig. I.24b). La faille inverse néoformée dans la partie supérieure de l'expérience a un pendage plus faible que la "faille" listrique ; on remarque ceci sur l'expérience avec "faille" listrique simple où l'on observe le développement de "short cut" à l'avant de la "faille" listrique réactivée (Fig. I.24a). Ainsi, l'expérience avec "faille" listrique complexe nous permet de douter de la représentativité de l'expérience montrant la réactivation complète d'une "faille" listrique simple. Comme précédemment, ce type de modélisation est contraignant, il ne nous renseigne pas sur la potentialité qu'une faille normale plate ou listrique a à être réactivée, puisque le mouvement se fait sur du plastique et est contraint par la base rigide du modèle.

Un type de modèle différent est proposé avec extension puis compression basale uniformément répartie par l'intermédiaire d'une couche de latex (Mc Clay, 1989). La compression provoque la réactivation des failles normales si elles ont un pendage inférieur à 55 - 60° (Fig. I.25). Ce type d'expérience est intéressant, puisqu'il nous donne une valeur d'angle limite, au-delà de laquelle, les failles normales ne sont pas réactivées en failles inverses. Les valeurs de pendage limite semblent fortes pour une compression perpendiculaire aux accidents par rapport aux modèles théoriques (Letouzey, 1990 ; Sassi & al., 1993).

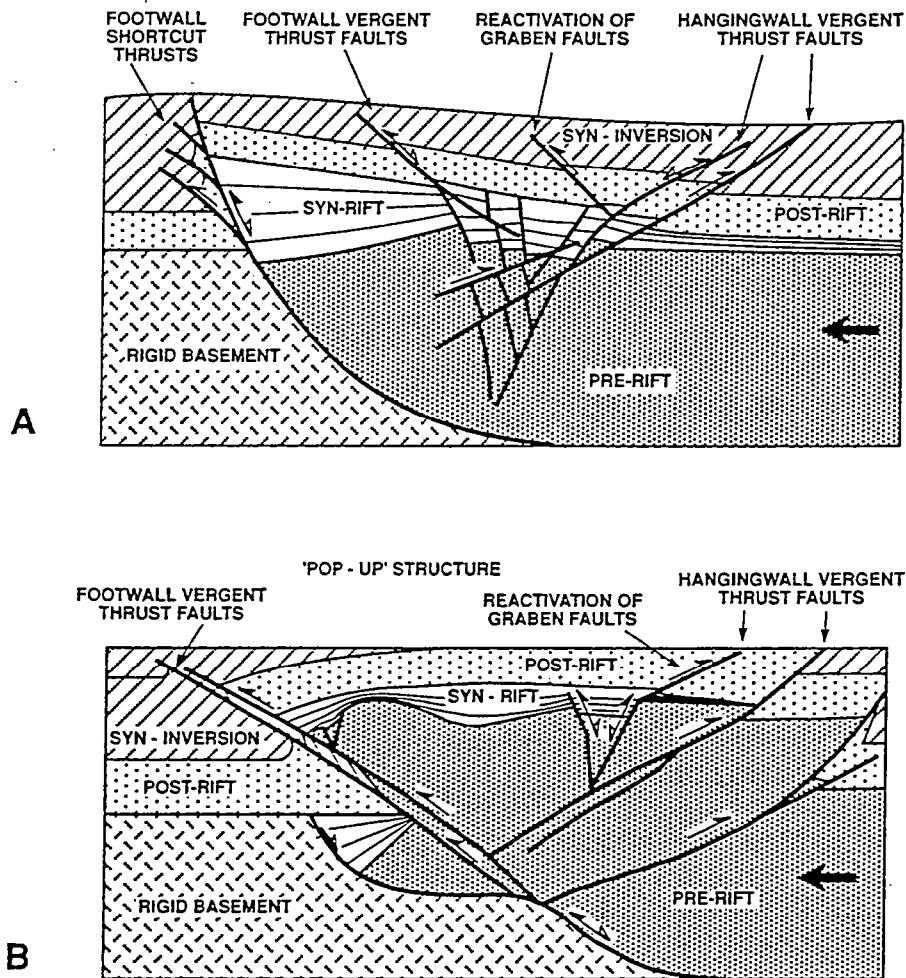


Figure I.24 : Schémas de coupes d'expériences montrant la réactivation d'une faille listrique simple (A), et de la réactivation partielle d'une faille listrique complexe avec plat et rampe (B) (Mc Clay & Buchanan, 1992).

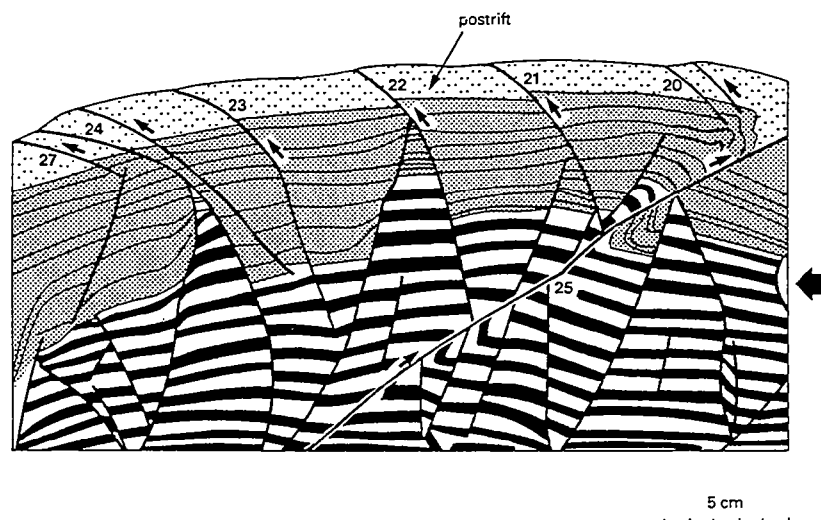


Figure I.25 : Schéma d'une coupe d'une expérience montrant la réactivation de failles normales sur un modèle en sable et mica. Après une extension homogène de 50% sur une pente de 5°, le modèle est comprimé de 25%; seules les failles normales à faible pendages sont réactivées (Mc Clay, 1989).

La réactivation de blocs basculés a été étudiée à l'aide de modèles multicouches en sable-silicone-sable (Souriot, 1988). Un glissement gravitaire est créé en donnant un angle à la boîte, ce qui provoque la formation de blocs basculés ; le modèle est ensuite raccourci perpendiculairement aux failles et aux blocs. Une faible partie de la déformation liée à la compression se localise sur les anciennes failles, et les blocs basculés sont très peu inversés. On note ici encore qu'il est difficile de réactiver des failles normales (pentées à environ 60°) par une compression orthogonale.

Sassi & al. (1993) étudient la réactivation d'une zone de faiblesse sous scanner ; ils réalisent des modèles en sable dans lesquels ils créent, avec un fil Nylon, des zones de faiblesse assimilées à des "failles" de pendages et d'orientations variés. Les coupes radiologiques non destructrices, faites par le scanner, permettent d'observer la réactivation des hétérogénéités pendant l'expérience. Les coupes montrent que les structures préexistantes doivent : (1) avoir un pendage et une direction qui permettent la réactivation (pendage entre 10 et 46° pour une "faille" perpendiculaire à la direction de compression), (2) respecter un espacement particulier. Pour des zones de faiblesse trop proches, une sur deux seulement est réactivée (Fig. I.26).

I.4.2) Modèles de réactivation de failles inverses en failles normales.

Le type d'expérience présenté est particulier car la déformation est initiée au centre du modèle, par l'intermédiaire d'une plaque basale, sous le sable, qui est déplacée, créant une discontinuité de vitesse à la base de la maquette. La compression entraîne la formation de failles inverses, et l'extension, la formation de failles normales rejoignant la discontinuité.

Vendeville (1987) montre des failles inverses réactivées avec un pendage de 25° par des failles normales qui forment de petits grabens au sommet des failles inverses. Krantz (1991) montre que l'extension n'entraîne pas forcément la réactivation des failles inverses. Dans ce deuxième cas (Fig. I.27), les failles inverses doivent avoir un pendage supérieur à 40° (pendage plus important que précédemment), pour être réactivées en failles normales. Le pendage important des failles inverses est obtenu en basculant le modèle d'un certain angle après la compression et avant l'extension.

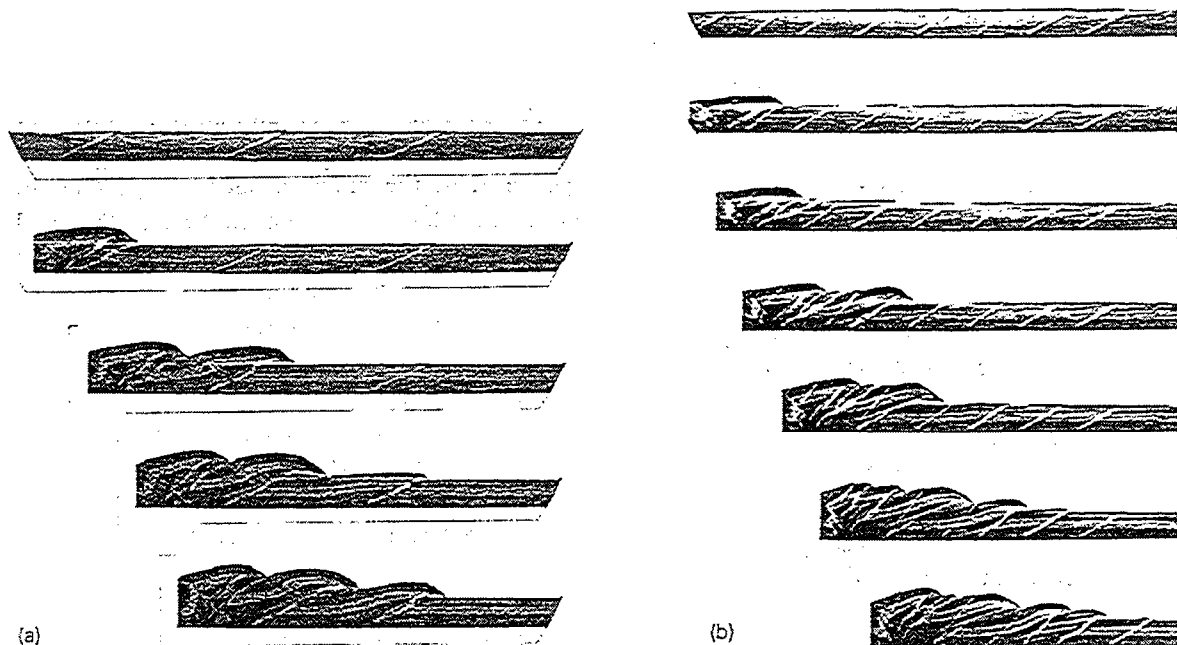


Figure I.26 : Influence de l'espace entre les discontinuités. (a) Dans un système à grande distance entre les discontinuités, toutes sont réactivées. (b) Dans un système à petite distance entre les discontinuités, une sur deux est réactivée (Sassi & al., 1993).

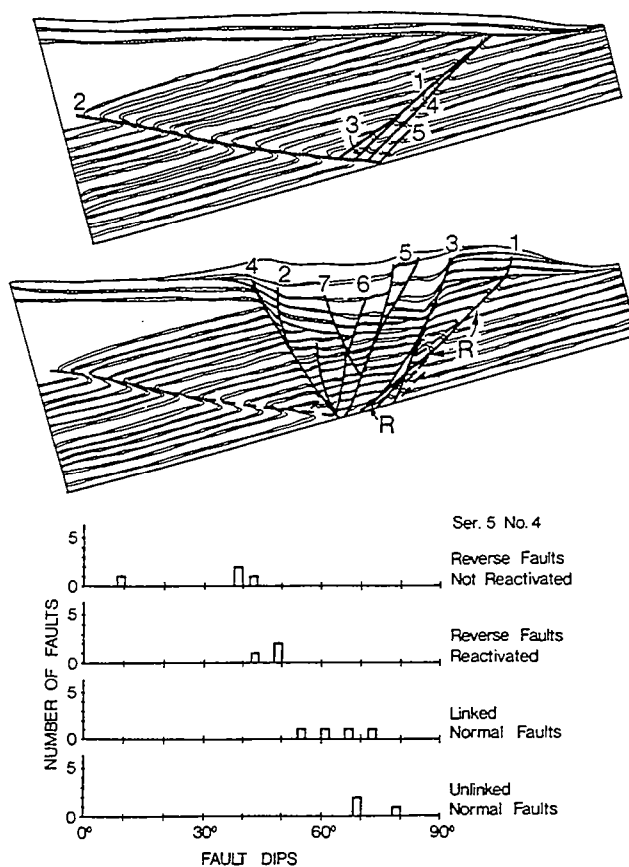


Figure I.27 : Modèle de réactivation de failles inverses. Les failles inverses sont créées en compression, le modèle est penché de 15° avant l'extension. Les histogrammes montrent les pendages des failles normales et inverses, R pour réactivé (Krantz, 1991).

Ces deux résultats ne sont pas en accord, mais le nombre et la reproductibilité des expériences faites dans le deuxième cas (Krantz, 1991) permettent de valider ces dernières conclusions, qui sont en accord avec les modèles théoriques de réactivation (Letouzey, 1990 ; Sassi & al., 1993).

Les expériences analogiques sont peu nombreuses sur l'étude de la réactivation et aucune expérience ne modélise réellement l'inversion d'un graben. Les mouvements dans la plupart de ces expériences sont trop souvent guidés par des structures prédéterminées. Le matériau qui compose le modèle ne se déforme pas seulement par rapport à un état de contrainte créé dans le modèle, comme résultat d'une extension ou d'une compression en un point particulier de celui-ci, mais il se déforme aussi en fonction de la forme de la boîte.

Les expériences de réactivation qui montrent que les failles réactivées ont un pendage bien défini sont peu nombreuses. On retiendra Krantz (1991) qui propose un pendage limite de 40° pour la réactivation de failles inverses en failles normales pures, et Sassi & al. (1993) qui proposent un pendage de 46° pour la réactivation de failles normales en failles inverses pures.

Dans la modélisation de graben, nous avons signalé l'aspect contraignant des dispositifs expérimentaux. Certains dispositifs simples, avec plaque basale induisant une discontinuité de vitesse, sont peu contraignants pour former un graben (cf. Allemand, 1990), et nous semblent intéressant à utiliser en extension et en compression (cf. Krantz, 1991 ; pour l'utilisation du dispositif en compression puis extension).

Très peu d'expériences montrent les effets d'un niveau de décollement proche de la surface. Il nous semble important d'intégrer dans les expériences d'inversion de graben un niveau de décollement proche de la surface.

Peu de modélisations prennent en compte la composante décrochante pendant l'inversion. Celle-ci semble déterminante pour permettre l'inversion, comme le montre, plus particulièrement, Letouzey (1990). Nous intégrerons cette composante décrochante dans nos modélisations.

I.5) Modèles numériques.

Sassi & al. (1993) ont réalisé des modèles numériques de réactivation en faille inverse d'une discontinuité ayant un pendage variable de 60° à 5° . Ils trouvent que la réactivation des discontinuités se fait si leur pendage varie entre 30° et 5° . Ils constatent quelques manques concernant la théorie de la fracturation, celle-ci ne leur permettant pas d'expliquer certains des angles de réactivation. Les problèmes concernant la réactivation sont les suivants :

- Une fois qu'une fracture préexiste, le matériau ne peut plus être considéré comme homogène et la perturbation des contraintes autour de la discontinuité ne permet plus d'appliquer le critère de rupture de Mohr Coulomb (Sassi & al., 1993 ; Küntz, 1994).

- Les interactions entre les failles sont à l'heure actuelle très mal connues. Si l'on étudie la fracturation dans le détail, les lois établies concernant la rupture ne sont pas prédictives (Letouzey, 1990 ; Sassi & al., 1993 ; Küntz, 1994).

Réaliser des modélisations numériques, c'est se fixer des lois de fracturation et de réactivation. Sans lois fiables, les modélisations numériques ne peuvent être satisfaisantes. Ceci rend d'autant plus délicates les approches actuelles par modélisation numérique et explique la quasi-inexistence de celles-ci.

I.6) Conclusions.

Nous avons tenté dans cette première partie de définir le concept d'inversion, à partir de la littérature. On constate que l'inversion a d'abord été définie comme l'inversion de graben. D'autres utilisations du terme sont observées dans la littérature, inversion structurale, positive, négative. Pour répondre aux questions initiales sur l'utilisation du terme inversion, nous considérons que les termes inversion structurale, positive ou négative doivent être descriptifs et ne pas être utilisés en tant que concept. Le concept que l'on retiendra sera celui de l' "inversion de graben". Nous allons nous intéresser par la suite à l'inversion des grabens en Mer du Nord, et aux facteurs qui contrôlent l'inversion.

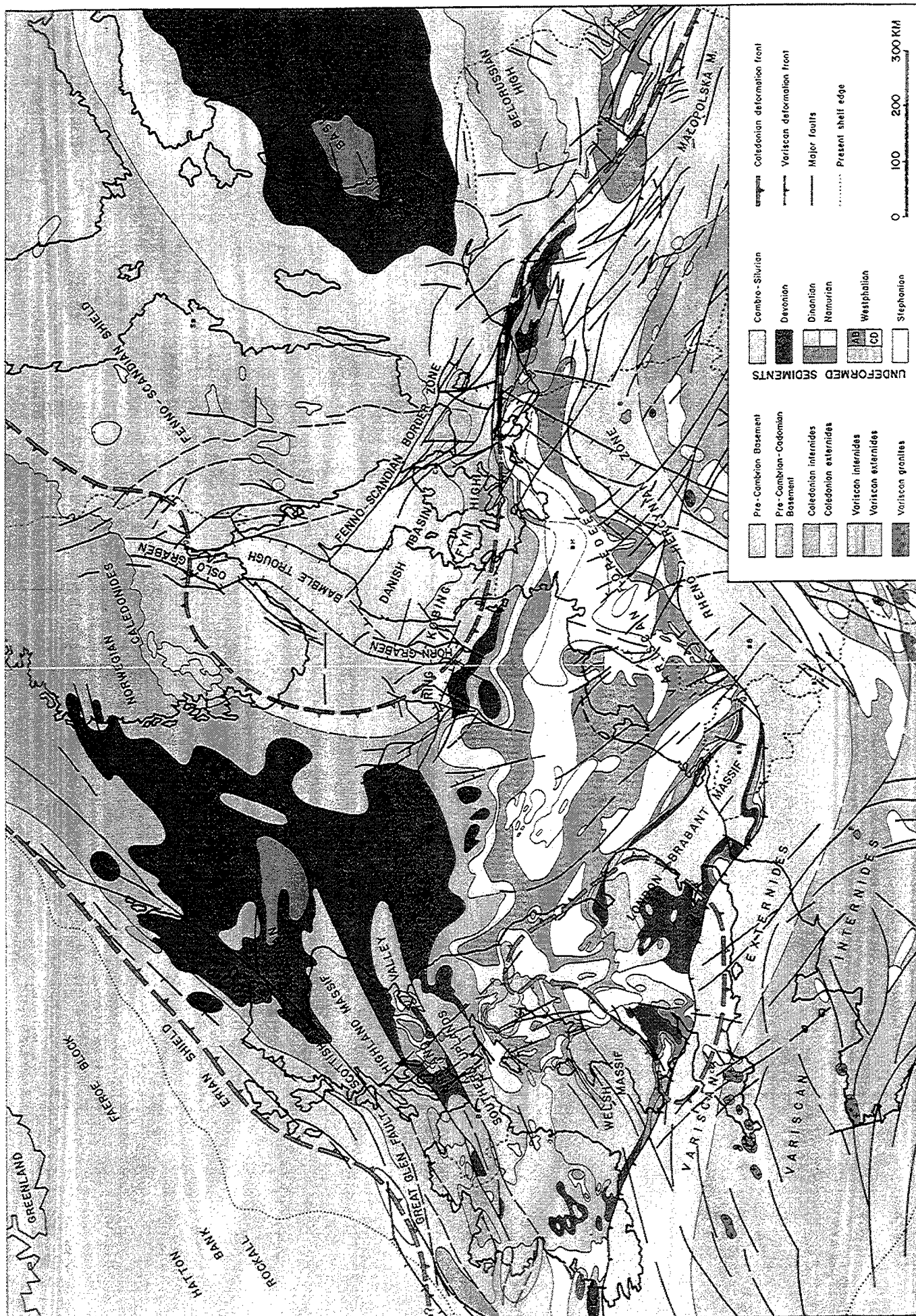


Figure II.1 : Carte géologique des terrains anté-Permien de l'Europe Centrale et Occidentale (Ziegler, 1990).

CHAPITRE II) L'inversion du Sud de la Mer du Nord.

Nous allons maintenant présenter la région et le graben que nous avons étudiés. Le graben se nomme le "Broad Fourteens Basin", littéralement, le bassin aux quatorze bordures ; nous verrons par la suite que ce nom est assez représentatif des variations structurales du graben. Il se situe dans le Sud de la Mer du Nord, région qui a subi une inversion de ses grabens jurassiques pendant le Crétacé supérieur. Nous aborderons d'abord les modèles d'inversion de la Mer du Nord et ensuite les modèles d'inversion du "Broad Fourteens Basin".

Par souci de clarté, tous les noms de grabens seront écrits en anglais pour correspondre avec ceux des cartes présentées, qui proviennent de la littérature.

II.1) Modèles régionaux.

II.1.1) Généralités.

Comme mentionnée dans le premier chapitre, l'inversion a été définie dans le Sud de la Mer du Nord par Voigt en 1962 (Fig. I.1 et I.2). Le concept d'inversion s'applique aux grabens mésozoïques inversés du Sud de la Mer du Nord. Ces grabens affectent une croûte structurée pendant l'ère Primaire. Nous allons rapidement retracer les grandes évolutions de la Mer du Nord, du Primaire à la base du Crétacé supérieur, âge du début de l'inversion des grabens mésozoïques.

Deux grands cycles orogéniques structurent la plate-forme européenne pendant le Primaire. L'orogénèse calédonienne regroupe la Laurentia et la Fennoscandia pour former la Laurasia. La déformation affecte presque toute la Mer du Nord. L'extrême Nord sera le plus structuré, par de grands décrochements NNE-SSW (Fig. II.1).

L'orogénèse hercynienne (ou varisque) regroupe la Laurasia et le Gondwana pour former la Pangée. La déformation est concentrée au Sud de la Mer du Nord qui durant l'orogénèse est un grand bassin d'avant-pays (Fig. II.1).

Durant le Permien, se développent deux grands bassins salifères orientés E-W (Fig. II.2). Les niveaux salifères zechstein forment un niveau préférentiel de décollement. Il sera à l'origine, en Mer du Nord, des particularités de certains grabens mésozoïques qui se développent dans l'un des deux bassins salifères permien, ou en bordure de ceux-ci. En effet, une des caractéristiques importantes du sel sera de découpler socle et couverture et de permettre le développement de deux styles structuraux (cassant dans le socle et plicatif dans la couverture).

Pendant le Trias, une première phase d'extension (souvent suggérée E-W), crée des grabens d'orientations diverses : "Horn Graben" - HG -, "Glückstadt Trough" - GT -, en réactive : "Tornquist Zone" - TZ - et en initie d'autres : "Broad Fourteens Basin" - BF -, "West Netherlands Basin" - WN -, "Central Netherlands Basin" - CN -, "Sole Pit Basin", "Dutch Central Graben" - DCG - (les lettres entre tirés correspondent aux abréviations des grabens sur la carte, Fig. II.3).

Après une période de calme relatif, début Jurassique, tout le domaine est à nouveau en extension du Jurassique moyen au Crétacé inférieur. C'est pendant cette seconde phase d'extension que les grabens se développent, à l'exception du "Horn Graben" et "Glückstadt Trough" (Fig. II.3).

Tous les détails et toutes les références utiles se trouvent, pour la structuration pendant le Primaire, dans l' "Atlas Géologique de l'Europe Centrale et de l'Ouest", et dans l' "Évolution de la Laurussia" de Ziegler (1989b et 1990); pour la période allant du Primaire à l'Actuel, dans l' "Atlas Géologique de l'Europe Centrale et de l'Ouest", de Ziegler (1990). En ce qui concerne l'extension, on peut aussi consulter la thèse de Tron (1992).

Le Crétacé supérieur marque un changement tectonique important, l'inversion des grabens débute en Mer du Nord.

L'inversion dans le Sud de la Mer du Nord a d'abord été reliée à un phénomène orogénique (Voigt, 1962), sans préciser lequel. L'inversion a ensuite été reliée à la collision alpine se situant à 1500 kilomètres des zones inversées les plus septentrionales (P.A. Ziegler, 1975, 1978, 1990 ; W.H. Ziegler, 1975). Des modèles cinématiques de la relation entre l'inversion et la compression alpine ont été réalisés en plan et en coupe. L'inversion des grabens est d'abord vue comme un épisode unique guidé par de grands décrochements dextres (W.H. Ziegler, 1975) (Fig. II.4). Différents modèles de déformation intraplaque sont proposés (Ziegler, 1982, 1987a ; Bally, 1984 ; Letouzey, 1986 ; Gibbs, 1986 ; Gillcrust & al, 1987).



Figure II.3 : Unités tectoniques du Permien et du Mésozoïque de l'Europe Centrale et Occidentale (Ziegler, 1990).

Tous ces modèles suggèrent que la déformation devienne de moins en moins importante en s'éloignant de la zone de collision (Fig. II.5). Ces auteurs proposent que la propagation des déformations, provoquant l'inversion, se fait par l'intermédiaire de grands décollements plats, intra-lithosphériques ou à la base de la lithosphère. Un autre mode de déformation est aussi proposé par certains de ces auteurs (Ziegler, 1982, 1987a ; Gibbs, 1986 ; Gillcrist & al, 1987), qui suggèrent une transmission des mouvements compressifs le long de grands accidents crustaux décrochants, entraînant de l'inversion. Ils n'excluent pas l'utilisation de décrochements pendant l'extension (ouverture de l'Atlantique), comme pouvant engendrer le long de ces derniers de la compression.

Ainsi, l'inversion se fait avec une combinaison de décrochevauchements et décollements. L'origine de l'inversion, liée à la compression (alpine) ou à l'extension (atlantique), sera discutée dans la troisième partie de ce mémoire.

Le problème de l'origine de l'inversion est en partie lié aux quatre phases d'inversion, généralement décrites dans la littérature, affectant les grabens du Sud de la Mer du Nord, de la Manche et de la Mer d'Irlande. La première phase est d'âge Crétacé supérieur - phase aussi appelée "Sub-Hercynienne", la seconde se situe à la limite Crétacé-Tertiaire - phase aussi appelée "Laramienne", la troisième se situe à la limite Éocène-Oligocène et la quatrième à la limite Oligocène-Miocène. Nous appellerons, par souci de clarté, les phases par le nom de l'époque ou de la période datant le phénomène. C'est-à-dire Crétacé supérieur pour la première inversion, base Tertiaire pour la seconde, Éocène-Oligocène pour la troisième et Oligo-Miocène pour la quatrième. Nous avons regroupé ces quatre phases en deux grands moments de l'inversion, qui correspondent à des conditions cinématiques voisines aux limites du système. Les inversions crétacé supérieur et base tertiaire affectent surtout la Mer du Nord, tandis que les inversions tertiaire (aux limites Éocène-Oligocène et Oligo-Miocène) affectent surtout la Manche et la Mer d'Irlande.

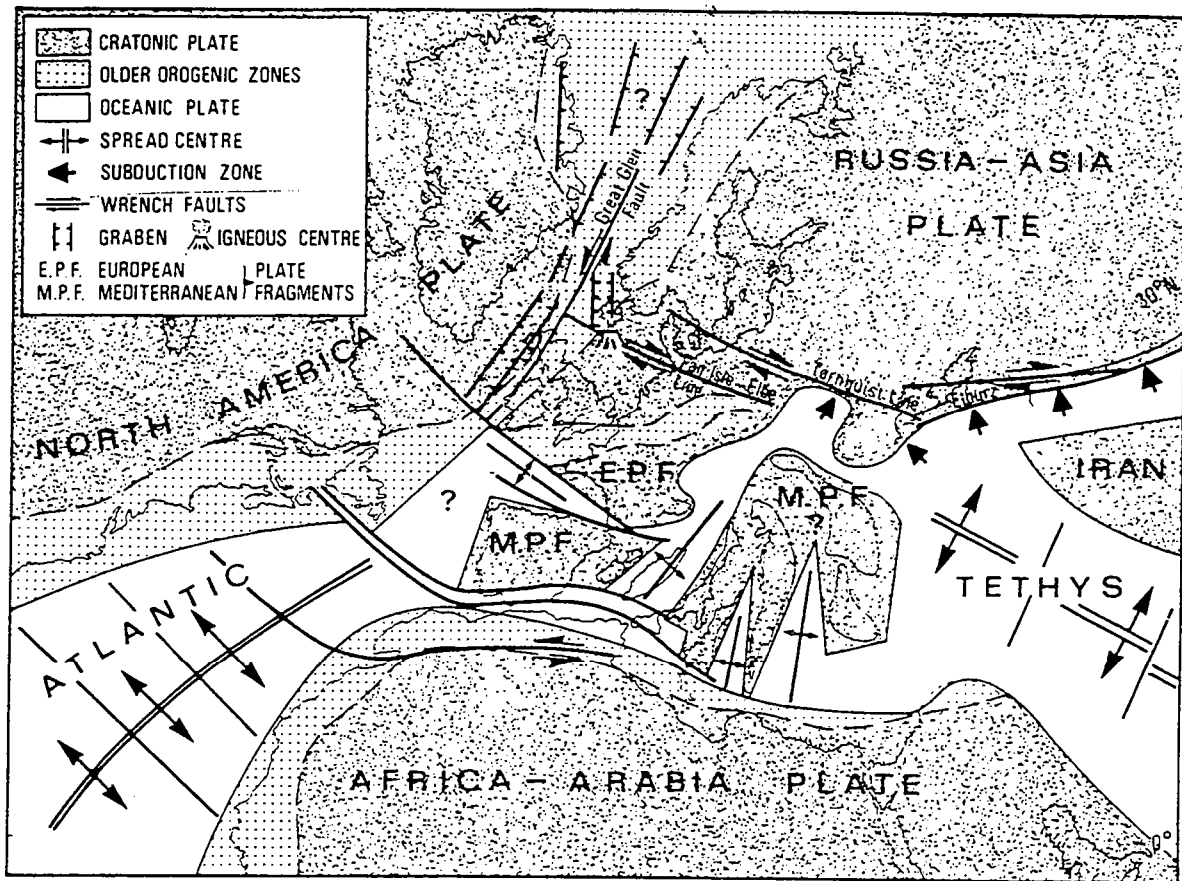


Figure II.4 : Grandes lignes paléotectonique du Paléogène (Ziegler W.H., 1975).

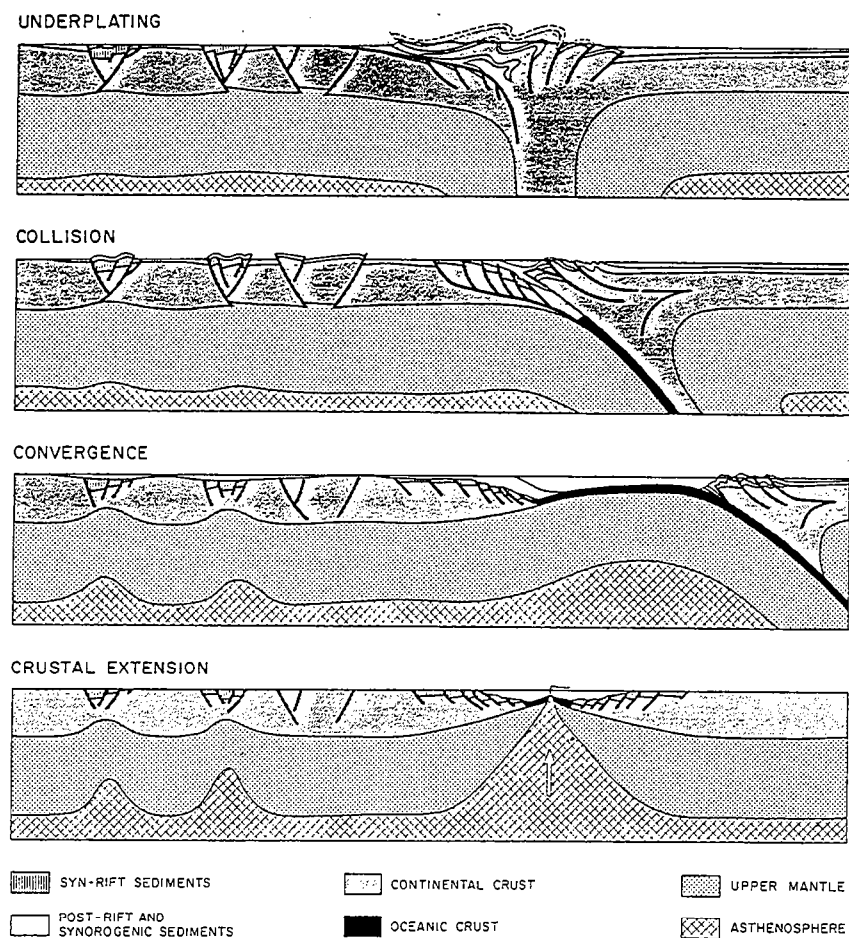


Figure II.5 : Modèle tectonique intra-plaque (Ziegler, 1990).

II.1.2) Les inversions crétacé supérieur et base tertiaire.

Ces deux phases affectent presque tous les grabens mésozoïques du centre et Sud de la Mer du Nord (Fig. II.6a et b). Elle sont considérées d'âge Sénonien à Danien, avec suivant les grabens des paroxysmes de déformation à des périodes différentes. Pendant cette phase, les grabens subissent une inversion majeure avec érosion et, le plus souvent, réactivation de failles normales en failles inverses.

La limite nord-est de la zone inversée est la "Tornquist Zone" (Fig. II.6) qui est considérée comme une discontinuité majeure, orientée NW-SE, dans la partie orientale de la Mer du Nord (P.A. Ziegler, 1975, 1978 ; W.H. Ziegler, 1975 ; Pozaryski & al., 1978 ; Pegrun, 1984 ; Liboriussen, 1987). Un jeu décrochant dextre est observé au niveau de la "Tornquist Zone" pendant l'inversion, plus fort au Sud qu'au Nord de la zone.

Au Sud de la Mer du Nord, le Massif Rhénan et le Massif Bohémien sont fortement inversés avec réactivation d'anciennes structures de socle, de manière plus ou moins décrochantes (Ziegler, 1978, 1982 ; cf. Fig. II.6).

Le "Lower Saxony Basin" est inversé principalement au Campanien de manière légèrement décrochante (Betz & al., 1987).

Les Grabens Hollandais : "West Netherland Basin", "Central Netherland Basin", "Broad Fourteens Basin" ont été principalement inversés au Crétacé supérieur ; des jeux décrochants sont mis en évidence pendant l'inversion (Van Wijhe, 1987a & b). Le "Sole Pit Basin" a une direction voisine des trois grabens précédents (NW-SE), mais se situe plus au Nord, et a été moins inversé (Fig. II.6). Des mouvements décrochants y sont observés pendant l'inversion (Van Hoorn, 1987a), certains auteurs considèrent qu'il n'y a pas de décrochement (Badley & al., 1989), car ils ne considèrent pas les plis en échelon comme des marqueurs d'une composante décrochante pendant l'inversion, mais comme le résultat d'une structure déjà acquise pendant l'extension.

Le "Central Graben" a été moins inversé que les autres grabens, la partie danoise du graben est interprétée comme essentiellement décrochante pendant l'inversion (Vejbaek & Anderson, 1987), ou pas du tout (Cartwright, 1989). Ce graben a une direction presque N-S au Sud, dans sa partie néerlandaise et tourne au NW-SE plus au Nord, dans sa partie danoise (Fig. II.3).

Les parties Est de la Mer d'Irlande et de la Manche sont légèrement inversées au début du Tertiaire (Ziegler, 1990 ; cf. Fig. II.6b).

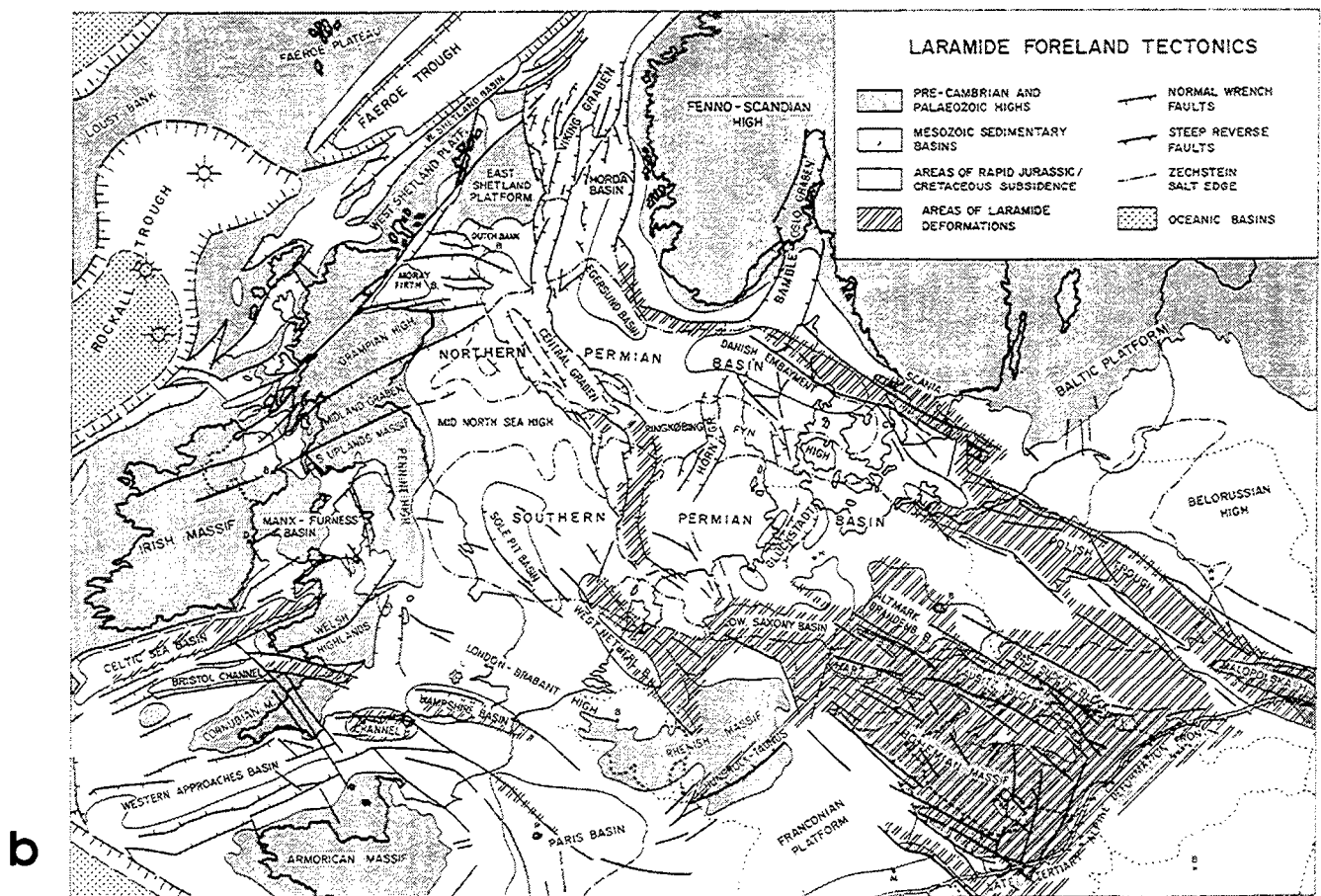
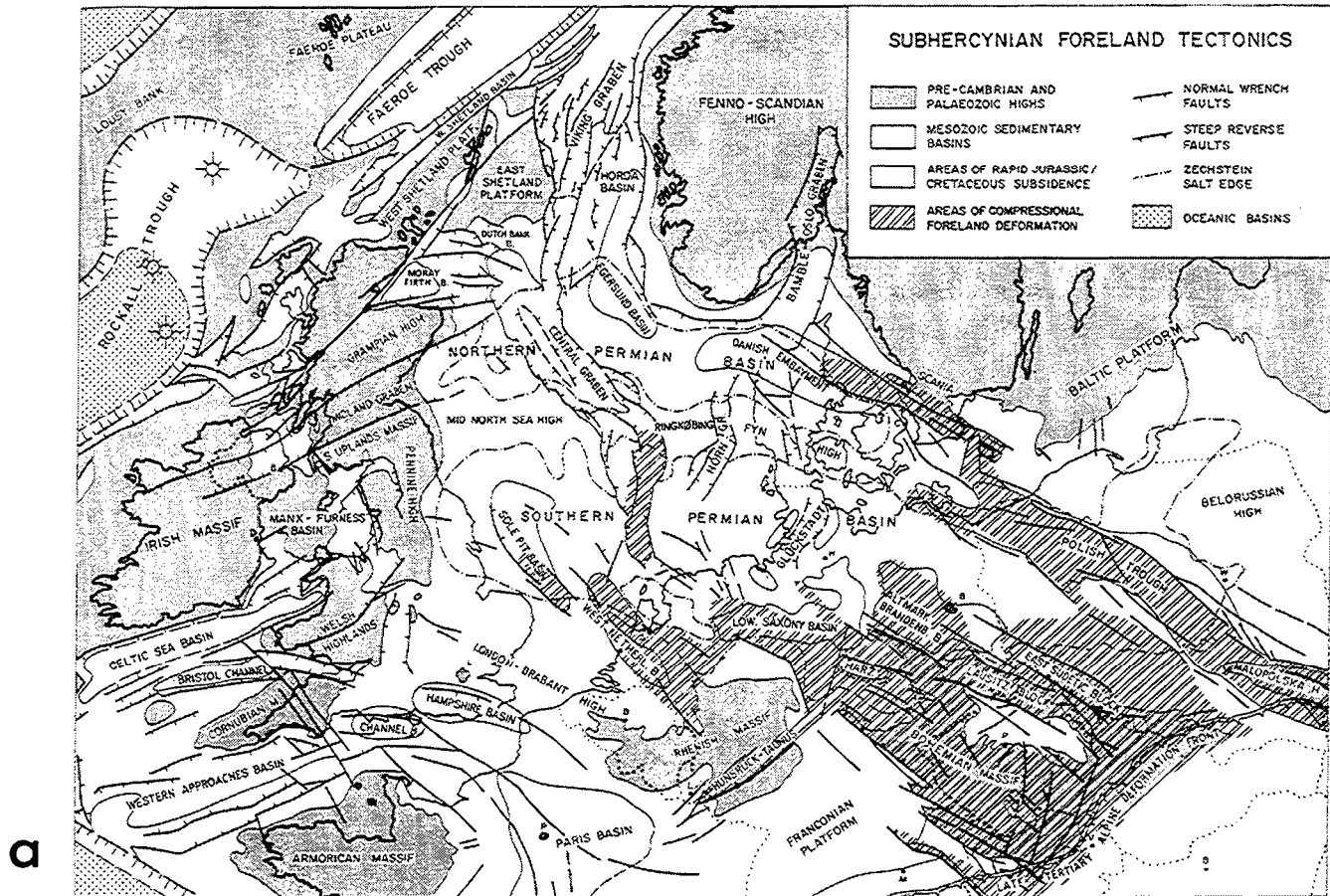


Figure II.6 : Cartes des déformations (a) Sub-Hercyniennes, ou Crétacé supérieur; (b) Laramiennes ou début Tertiaire (Ziegler, 1990).

La manière dont tous ces grabens se sont inversés ne fait pas l'unanimité, sauf pour la "Tornquist Zone" qui est reconnue s'être inversée avec une composante décrochante dextre. Savoir dans quel sens décrochant les grabens ont été inversés est nécessaire pour déterminer la direction de raccourcissement majeur et ainsi son origine. Dans le cas d'une composante dextre pendant l'inversion sur les grabens orientés NW-SE, le raccourcissement est N-S, en relation avec la compression alpine (Fig. II.7). Dans le cas contraire le raccourcissement serait E-W, en relation avec l'ouverture de l'Atlantique et la structuration de la partie orientale des Alpes (Fig. II.8). Certains auteurs pensent que les plis et structures en échelon se développant pendant l'inversion, qu'ils reconnaissent dans certains grabens, traduisent une composante décrochante. D'autres auteurs pensent que ces structures ne sont pas représentatives d'un jeu décrochant sur les accidents, mais au contraire que ces structures et plis en échelon ne sont que l'héritage des structures extensives déjà structurées en échelon. Souvent en Mer du Nord une couche de sel est présente et provoque le découplage du socle et de la couverture, c'est le cas pour le "Sole Pit Basin". Dans une telle configuration la réponse de la couverture à du décrochement dans le socle est de former des plis en accord avec le sens du décrochement dans le socle (Sylvester, 1988 ; Richard, 1990). Nous considérons que les structures en échelon produites pendant l'inversion sont les marqueurs du sens de décrochement.

Les modèles que l'on trouve dans la littérature pour expliquer l'inversion des grabens de la Mer du Nord seront discutés dans la troisième partie. Car, relier l'inversion Crétacé supérieur des grabens du Sud de la Mer du Nord à la formation des Alpes implique que l'on vérifie la compatibilité des mouvements entre l'Afrique et l'Eurasie, pendant la fermeture de la Téthys, ainsi que la datation des grandes phases de structuration des Alpes pendant l'inversion. De même, relier l'inversion Crétacé supérieur des grabens du Sud de la Mer du Nord à l'ouverture de l'Atlantique Nord, implique que l'on vérifie la compatibilité de la direction d'ouverture et de l'âge de l'ouverture, avec l'inversion.

Après la première phase d'inversion, la limite Paléocène-Éocène est caractérisée par un arrêt de la compression et une reprise de la subsidence (Ziegler, 1990).

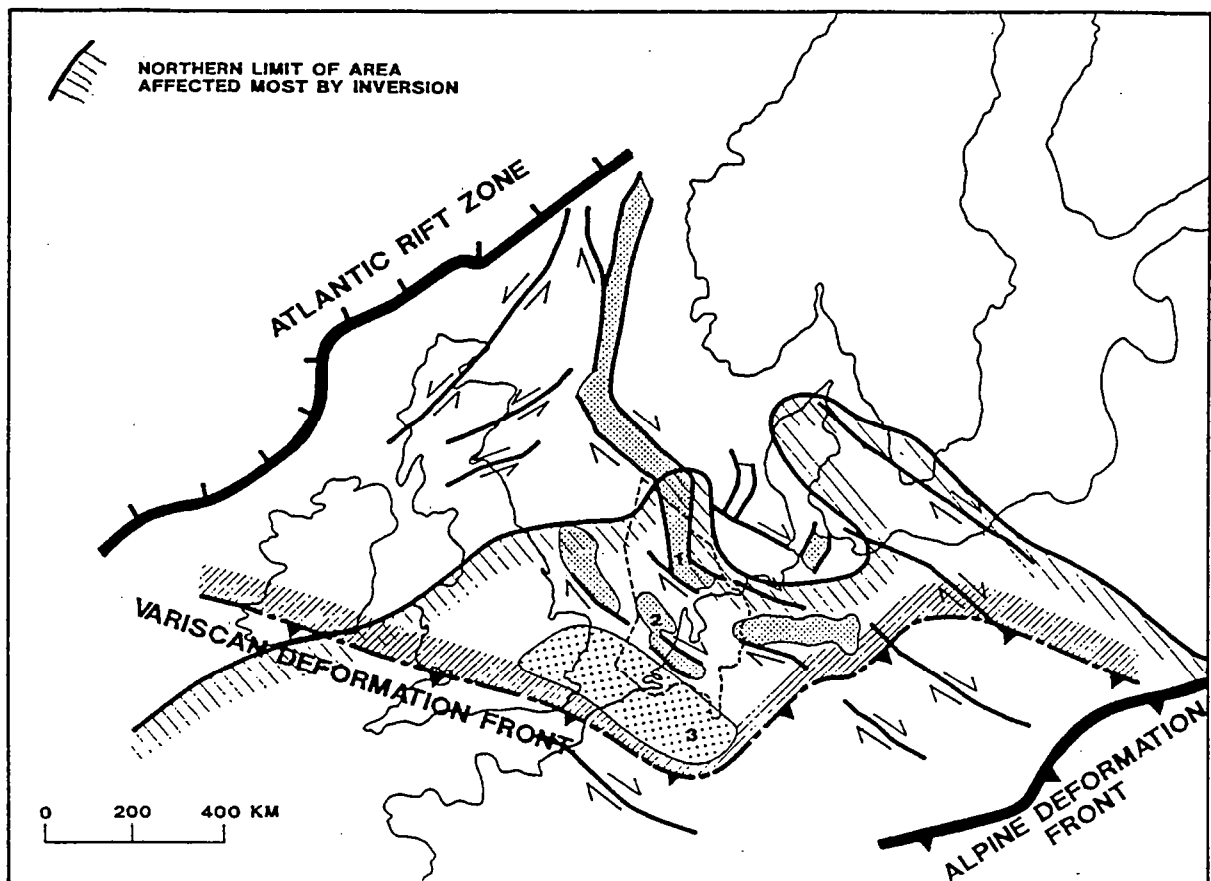


Figure II.7 : Grandes lignes tectoniques de l'inversion Crétacé supérieure du Nord-Ouest de l'Europe. 1, "Central North Sea Graben"; 2, "Broad Fourteens/West Netherlands Basin; 3, London-Brabant Massif (Dronkers & Mrozek, 1991).

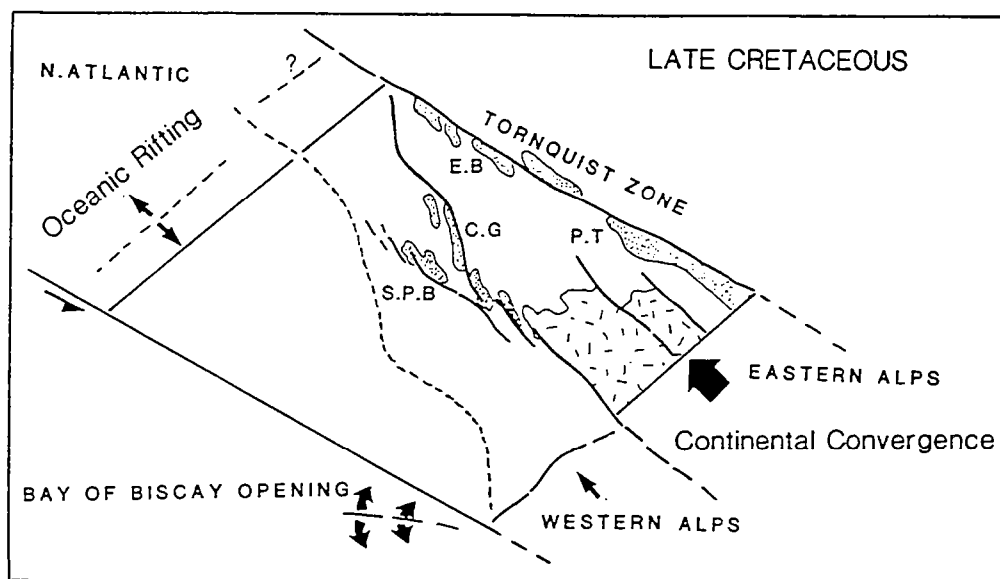
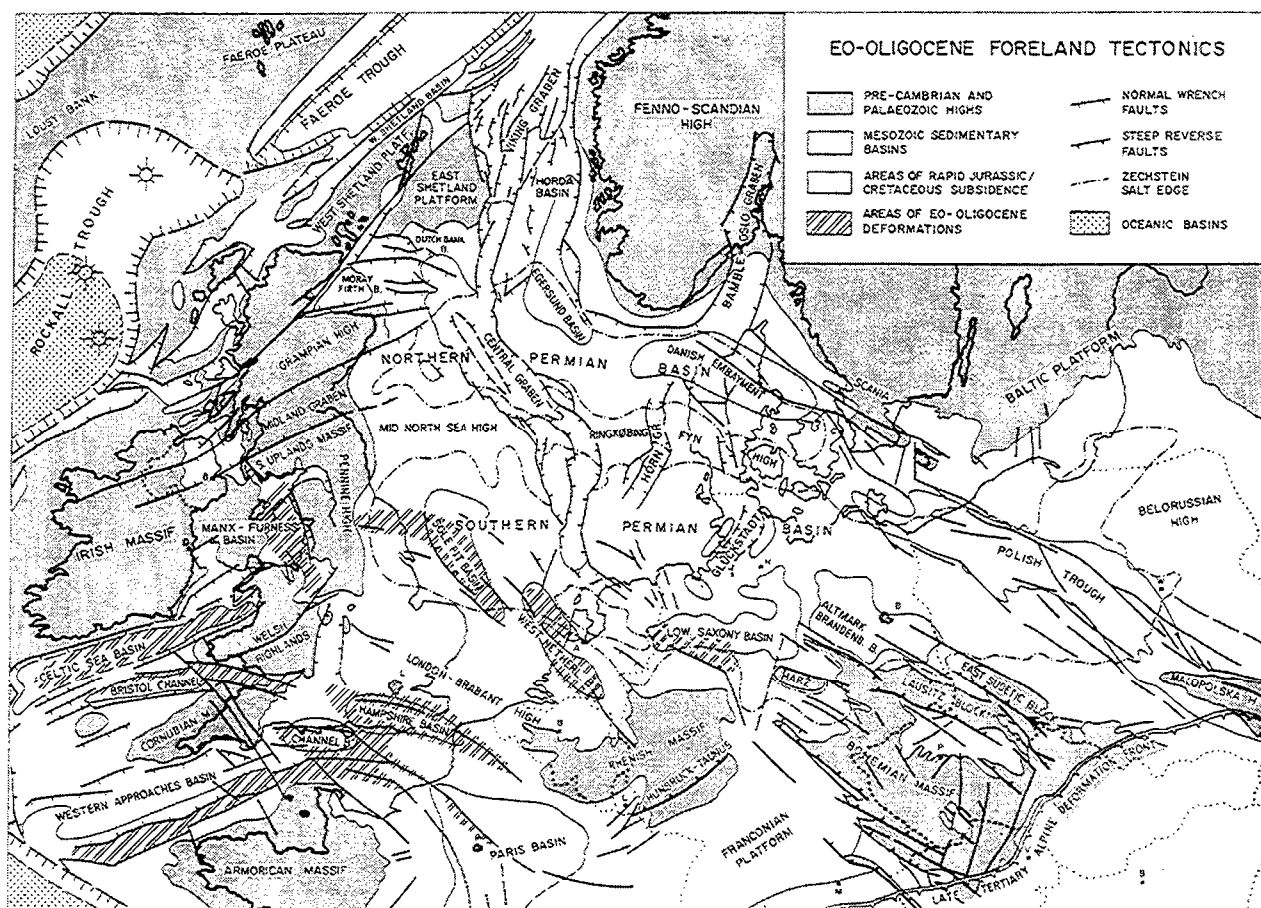


Figure II.8 : Reconstruction schématique des limites de plaques européennes durant le Crétacé supérieur. Compression à l'Ouest par l'océan Atlantique et collision continentale au Sud et Sud-Ouest (Cartwright, 1989).

a



b

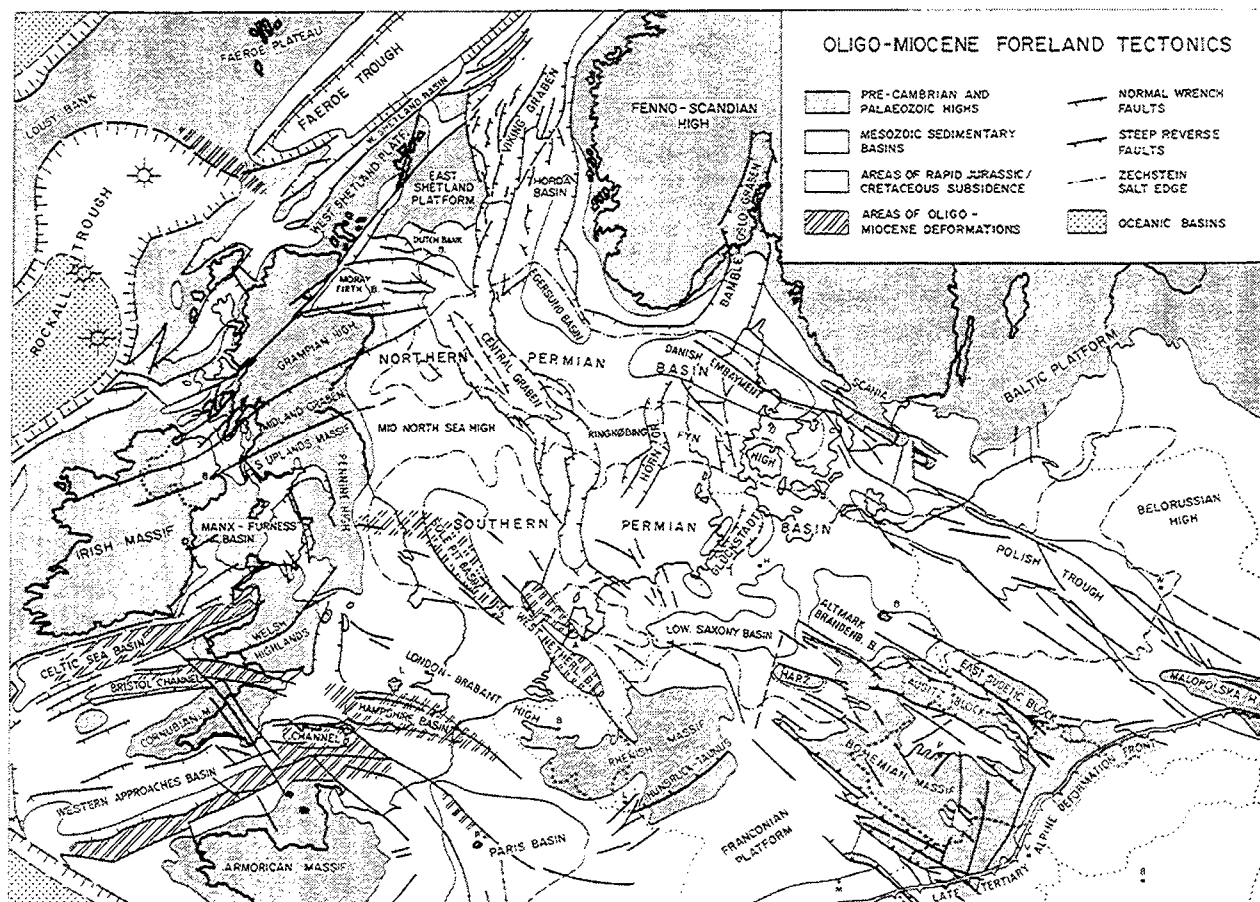


Figure II.9 : Cartes des déformations Tertiaire, (a) à la limite Éocène-Oligocène, (b) à la limite Oligocène-Miocène (Ziegler, 1990).

II.1.3) Les inversions éocène-oligocène et oligo-miocène.

La seconde phase d'inversion affecte principalement la Manche et la Mer d'Irlande (Fig. II.9a & b). Pendant cette seconde phase d'inversion, un système de grabens se met en place en Europe avec le Fossé Rhénan, le Fossé de Bresse, les Limagnes et le Graben du Rhône, ensemble que l'on appelle le Rift Ouest Européen. Ces inversions tertiaires sont généralement reliées à la fois à la formation des Pyrénées et à la deuxième phase de structuration des Alpes (Ziegler, 1990). La formation du Rift Ouest Européen couplée avec l'ouverture de l'Atlantique, sont suggérées par certains comme responsable de l'inversion (Coward, 1994). Ces modèles sont discutés au chapitre VII.5.

Savoir quel est le jeu des grabens pendant l'inversion est capital. L'inversion se fait-elle avec ou sans décrochement? Dans quel sens? La réponse à ces questions peut permettre d'établir des directions de raccourcissement et de proposer un schéma cinématique et dynamique global de l'inversion en Mer du Nord. Pour ce faire examinons en détail un graben : le "Broad Fourteens Basin".

II.2) Le "Broad Fourteens Basin".

Le "Broad Fourteens Basin" se situe dans la partie sud-ouest de la Mer du Nord, à cheval sur le bassin salifère sud permien et dans une zone qui a subi deux inversions. Il est parfois appelé "Graben de La haye" dans la littérature, et fait partie des grabens hollandais avec le "Dutch Central Graben", le "Central Netherlands Basin" et le "West Netherlands Basin". Le "Broad Fourteens Basin" est situé dans l'une des zones clé de la compréhension des mécanismes d'inversion de la Mer du Nord (Fig. II.3). Sa direction NW-SE correspond à celle d'autres grabens proches ("Sole Pit Basin" et grabens hollandais du Sud - CNB, WNB -), sa terminaison NE passe à un graben N-S, le "Dutch Central Graben". La position du graben sur la bordure sud du bassin salifère permien nous permettra d'étudier les effets de la variation de l'épaisseur du niveau de décollement, représenté par les sels zechstein, à la fois durant l'extension et la formation du graben et durant son inversion. Nous présentons un log litho-stratigraphique de ce graben (Fig. II.10).

L'une des principales phases de formation du Broad Fourteens Basin débute entre le Jurassique inférieur et Jurassique supérieur. Cette phase d'extension oblique par rapport au

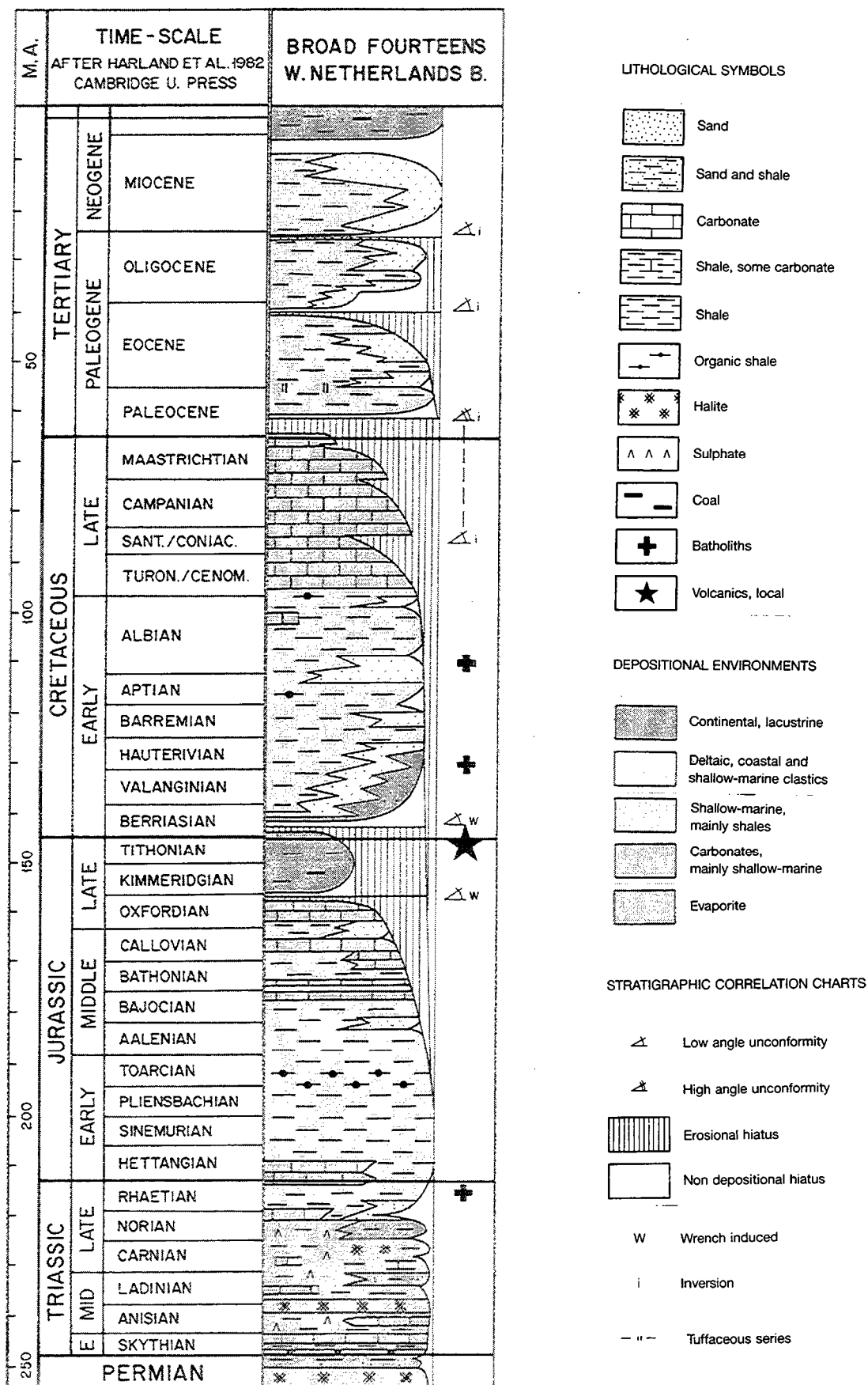


Figure II.10 : Log litho-stratigraphique du Permien à l'actuel du "Broad Fourteens basin" (Ziegler, 1990).

graben a été décrite comme une inversion. Le caractère décrochant de l'extension est à l'origine de bombements, de petits plis et d'érosion sur les bordures du graben. Pendant cette phase d'extension les plates-formes du graben sont fortement érodées et les produits de l'érosion sont déposés dans le graben.

II.2.1) Modèles de l'inversion du "Broad Fourteens Basin".

L'inversion des grabens hollandais a été décrite, en mer, grâce aux données géophysiques des compagnies pétrolières, par Heybroek (1974) ; l'inversion à terre a été décrite par Voigt (1962), Haanstra (1963) et Keizer & Ietsch (1963). Ces auteurs ont mis en évidence une phase d'inversion, datée Crétacé supérieur ; celle-ci est représentée par une carte de l'épaisseur résiduelle de la craie à la fin de l'inversion (Fig. II.11). Les zones inversées sont caractérisées par l'absence de dépôts. Des études basées sur des données de sub-surface de meilleure qualité montrent l'existence de deux phases d'inversion, qui sont généralement décrites dans la littérature : une, majeure crétacé supérieur et une, mineure à la limite éocène-oligocène (Ziegler, 1982, 1987a ; Van Wijhe, 1987a & b ; Huyghe, 1992).

Une caractéristique essentielle du "Broad Fourteens Basin" est la présence de sel d'épaisseur variable qui permet ou ne permet pas le décollement de la couverture sédimentaire. Ceci entraîne différents styles structuraux (Van Wijhe, 1987a&b), décollement et chevauchement pendant l'inversion quand il y a du sel, formation de "pop-up" pendant l'inversion quand il n'y a pas de sel (Hayward & Graham, 1989).

II.2.1.1) L'inversion majeure Crétacé supérieur début Tertiaire.

Elle débute au Turonien, au Nord du graben, et se poursuit jusqu'au Danien (Huyghe, 1992 ; Trichon & Lescoeur, 1992).

Gibbs (1986) et Van Wijhe (1987b) suggèrent des mouvements décrochants pendant l'inversion. Roelofsen & De Boer (1991) montrent une composante décrochante dextre en s'appuyant sur l'existence de plis en échelon affectant la base Crétacé sur la bordure est du

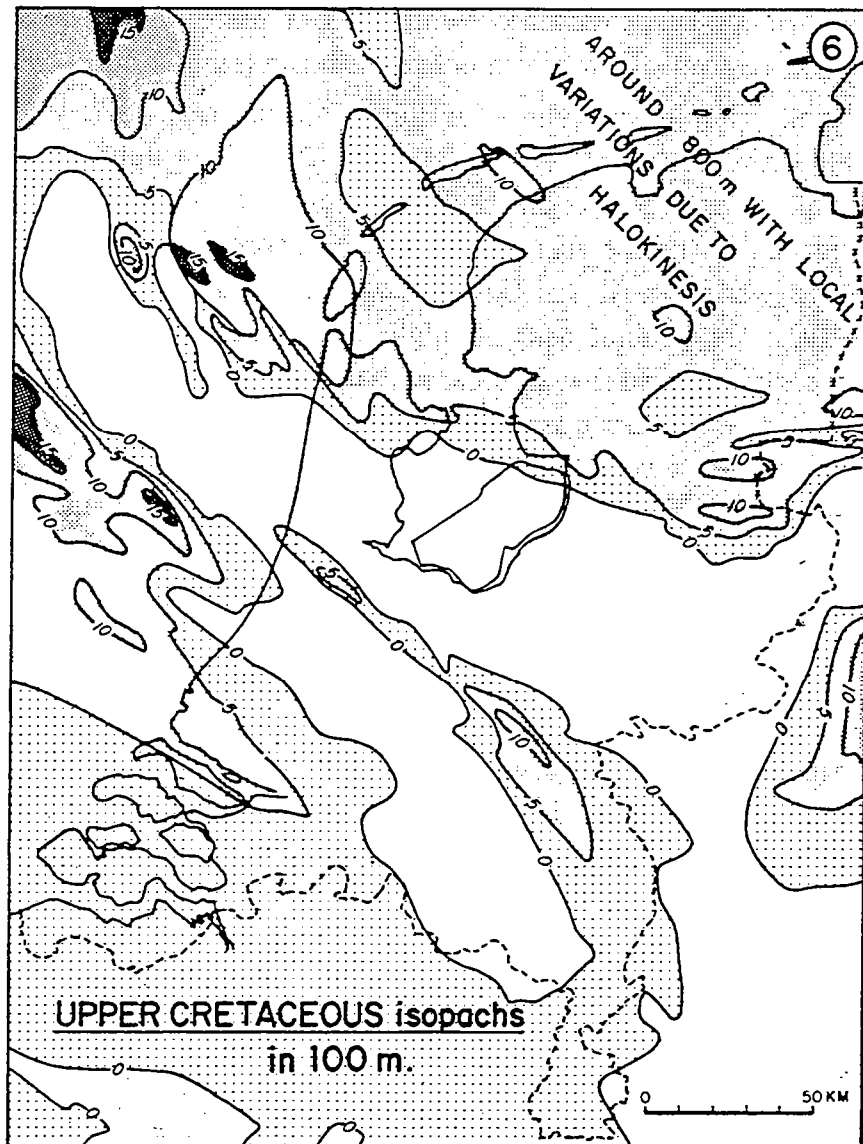


Figure II.11 : Carte isopaque (mètre) résiduelle des dépôts du Crétacé supérieur (Heybroek, 1974).

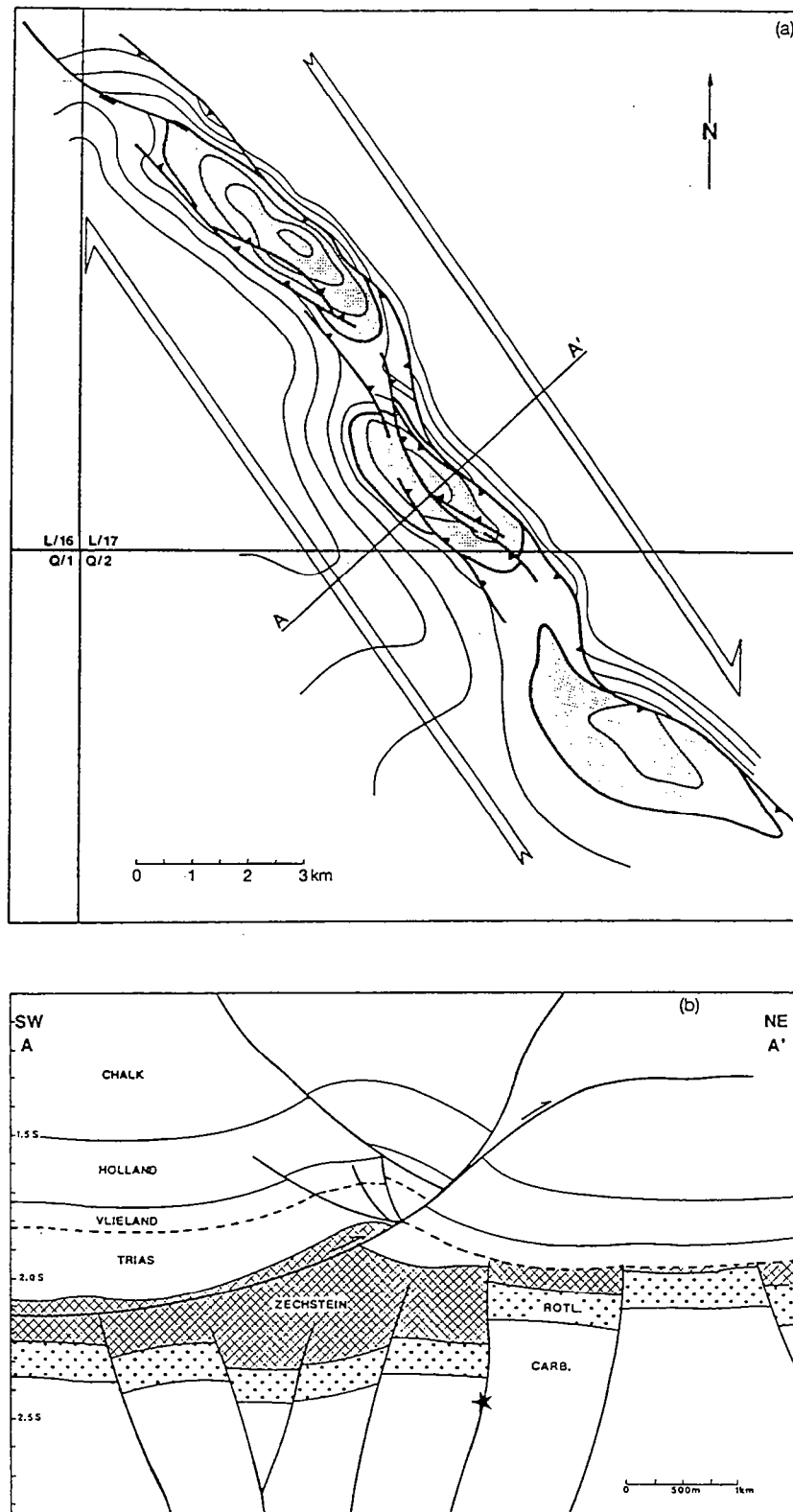
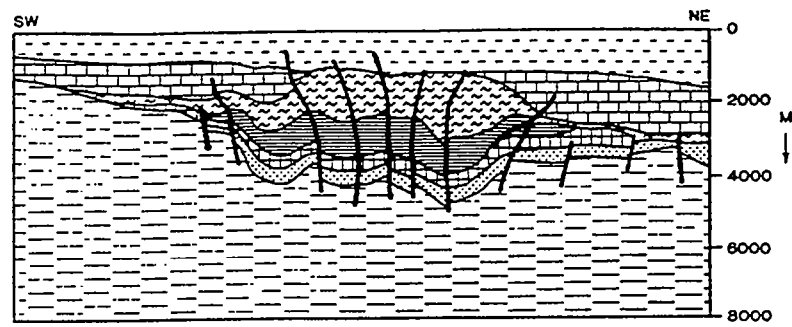
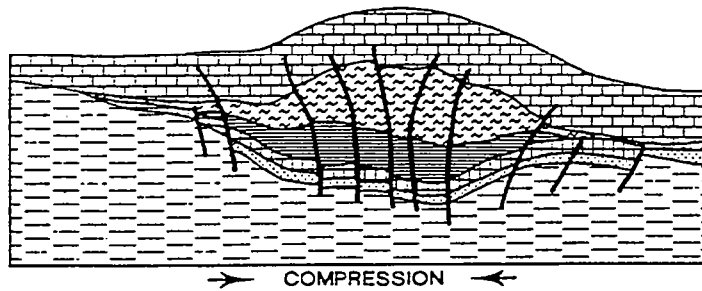


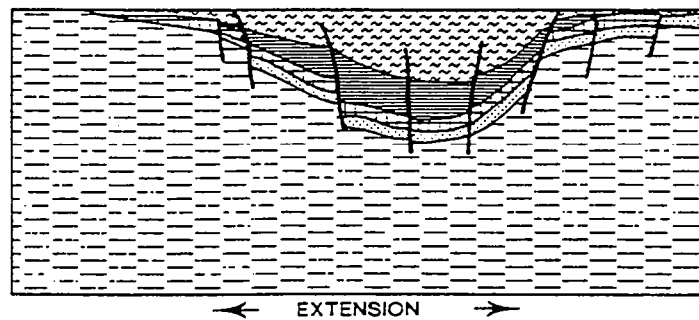
Figure II.12 : Plis anticlinaux en échelon au dessus chevauchement décrochant indiquant un mouvement dextre. (a) Vue en carte de l'horizon correspondant à la discordance base Crétacé, qui est repéré par un trait pointillé sur la coupe (b) A-A' (Roelofsen & De Boer, 1991).



c: AT PRESENT



b: DURING INVERSION.



a: PRIOR TO INVERSION.

INVERSION OF THE BROAD FOURTEENS BASIN

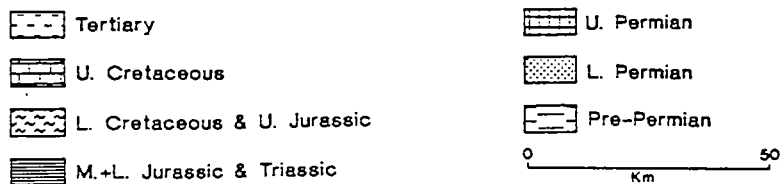


Figure II.13 : Évolution du "Broad Fourteens Basin". (a) Avant l'inversion, (b) pendant l'inversion, (c) à l'heure actuelle (Dronkers & Mrozek, 1991).

"Broad Fourteens Basin" (Fig. II.12). La direction de compression doit donc être comprise au maximum entre NE-SW et NW-SE, aux alentours de N-S, pour faire rejouer des accidents N140 en dextre. Il est généralement admis que l'inversion Crétacé supérieur est contemporaine et en relation avec la formation des Alpes, qui entraîne une compression globalement N-S (Ziegler, 1975, 1978, 1987a).

Contrairement à cette interprétation, Huyghe (1992) suggère que l'inversion du "Broad Fourteens Basin" se fasse avec une composante sénestre sur les failles. Donc la direction de compression doit être comprise au maximum entre NE-SW et SE-NW, aux alentours de E-W, pour faire rejouer des accidents N140 à N150 en sénestre. Huyghe (1992) propose que cette direction de compression soit liée : « à la réorganisation des plaques mondiales liée à l'ouverture d'un nouveau segment océanique : l'Atlantique Nord ».

Ces deux précédentes causes de l'inversion seront discutées au § VII.4.

Les estimations d'érosion liées à cette inversion se situent autour de 3500 mètres (Huyghe, 1992), avec un soulèvement minimum du même ordre (Van Wijhe, 1987b). Le taux de raccourcissement est estimé à 10-12% (Huyghe, 1992), pendant le Crétacé supérieur.

Des reconstitutions schématiques du "Broad Fourteens Basin" avant l'inversion Crétacé supérieur montrent un hémi-graben avec faille majeure à l'Est (Dronkers & Mrozek, 1981 ; figure II.13), ou avec une faille majeure à l'Ouest (Van Wijhe, 1987a, tiré de Oele & Al., 1981 ; figure II.14).

Une reconstitution de la bordure Est avant l'inversion montre le décollement de la couverture sédimentaire et le chevauchement de la plate-forme facilité par la présence du sel Zechstein (Fig. II.15).

II.2.1.2) L'inversion mineure Éocène-Oligocène.

La seconde phase d'inversion à la limite Éocène-Oligocène est beaucoup moins importante que la première dans le "Broad Fourteens Basin". Cette inversion est décrite comme engendrant un soulèvement sans failles et une faible érosion ; les déformations sont plus importantes dans le centre des Pays-Bas (Letsch & Sissingh, 1983). L'inversion Tertiaire est généralement reliée à la phase de structuration des Pyrénées (Letsch & Sissingh, 1983 ; Van Wijhe, 1987a&b), ou, elle est reliée à l'ouverture du Rift Ouest Européen couplé avec l'ouverture de l'Atlantique (Ziegler, 1987a, 1990 ; Gillcrist & al., 1987 ; Coward, 1994).

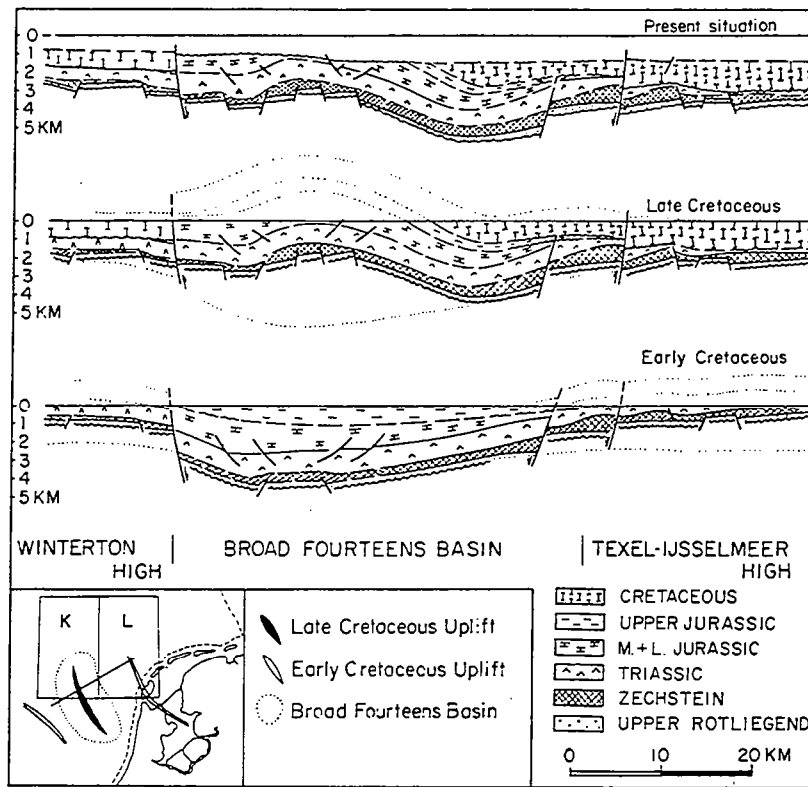


Figure II.14 : Évolution du "Broad Fourteens Basin". (a) Avant l'inversion, (b) pendant l'inversion, (c) à l'heure actuelle (Van Wijhe, 1987 d'après Oele & al., 1981).

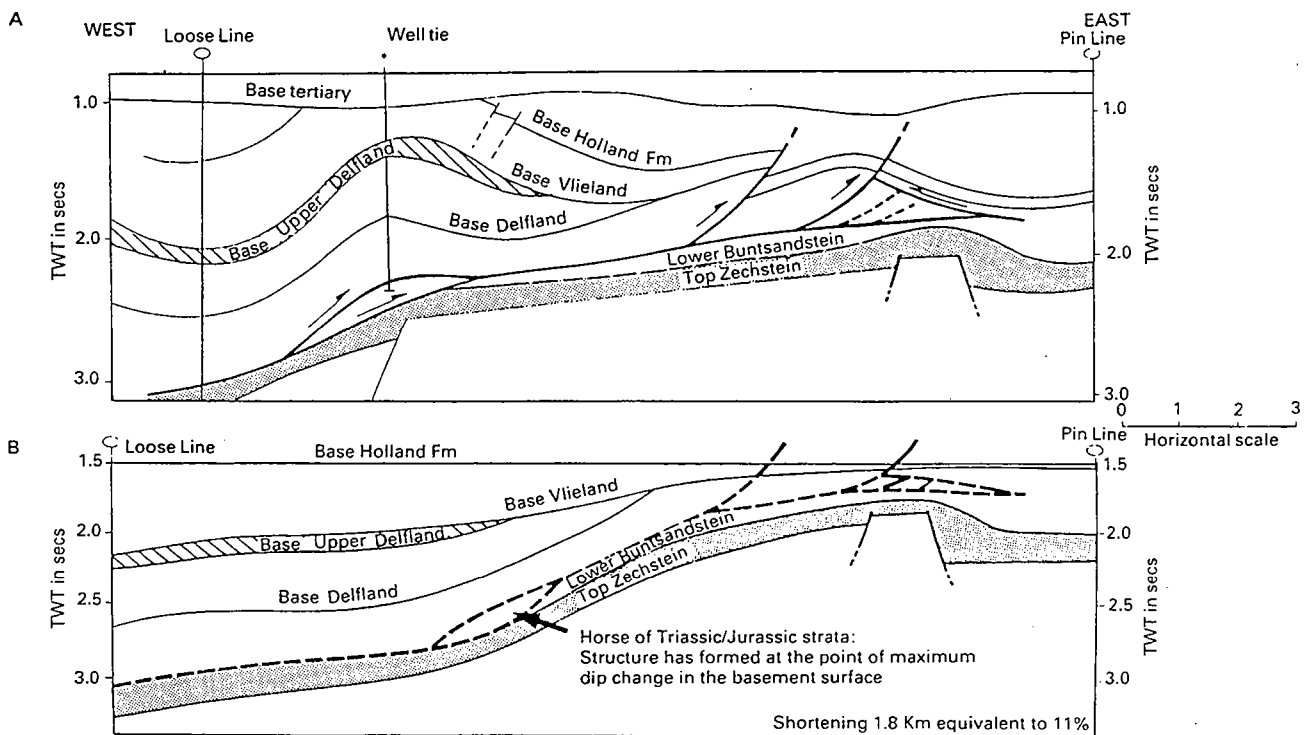


Figure II.15 : Ligne sismique de la bordure est du "Broad Fourteens Basin" montrant l'effet du niveau de décollement entre socle et couverture durant l'inversion. (a) Avant restauration, (b) après restauration (Hayward & Graham, 1989).

II.3) Les problèmes en suspens : comment les résoudre.

II.3.1) Les questions.

*** À l'échelle de la Mer du Nord :**

- À quoi relier les différentes inversions ?
- Quelle est la cinématique régionale contrôlant les inversions ?
- Quelle est l'importance de l'héritage structural dans la déformation ?
- Le sel Zechstein joue-t-il un rôle dans la localisation des zones inversées ?

*** À l'échelle du "Broad Fourteens Basin" :**

- Quelle est la cinématique locale de l'inversion ?
- Quelle est l'influence de la direction de raccourcissement sur l'inversion ?
- Quelle est l'influence du sel, en tant que niveau de décollement, pendant l'inversion ?
- Quelle est l'ampleur de l'inversion Tertiaire ?

II.3.2) Notre approche.

Les questions posées montrent qu'il y a deux échelles d'étude. Notre approche consiste en une analyse des données (lignes sismiques, puits, cartes des isopaques et structurales fournies par Elf Petroland), pour arriver à une classification des problèmes posés. Nous avons tenté de discriminer les paramètres importants pour résoudre chaque problème. Nous avons utilisé la modélisation analogique pour tester les hypothèses et paramètres définis à partir des données. Les modélisations nous permettent de vérifier ou d'infirmer nos hypothèses, ce qui nous entraîne souvent à préciser nos interprétations, et ainsi mieux comprendre les phénomènes naturels.

IIIème Partie :
Le "Broad Fourteens Basin".

CHAPITRE III) Modélisation analogique.....	73
III.1) Généralités.....	73
III.2) Rhéologie de la lithosphère et des matériaux utilisés.....	73
III.2.1) Le comportement "fragile".	74
III.2.2) Le comportement visqueux.	76
III.2.3) Le sable.....	76
III.2.4) La silicone.....	77
III.2.5) Le miel.....	77
III.2.6) Les profils de résistance.....	78
III.3) Les conditions de similitude.....	78
III.4) Les dispositifs expérimentaux.....	80
III.4.1) Les dispositifs et structures des modèles analogiques.	81
III.4.1.1) À l'échelle de la croûte fragile.	81
III.4.1.2) À l'échelle de la croûte.	83
III.4.1.3) À l'échelle de la lithosphère.....	85
III.4.2) Les conditions aux limites.	85
III.5) Conclusions.....	87
CHAPITRE IV) L'extension d'un graben avec niveau de décollement superficiel.....	89
IV.1) Introduction.....	89
IV.2) "Salt flow and diapirism related to extension at crustal scale".....	90
IV.2.1) Résumé.	90
IV.2.2) Article.....	90
IV.3) Discussion - Conclusions.	105
CHAPITRE V) L'inversion des grabens : exemple naturel et modélisations analogiques.....	107
V.1) Introduction.....	107
V.2) "Graben inversion in nature and experiments".....	108
V.2.1) Résumé.....	108
V.2.2) Article.....	108
V.3) Discussion - Conclusions.....	132
CHAPITRE VI) Inversion du "Broad Fourteens Basin".....	133
VI.1) Introduction.....	133
VI.2) "Inversion of the Broad Fourteens Basin. (Netherlands Offshore), a small-scale model investigation".	133
VI.2.1) Résumé.	133
VI.2.2) Article.....	134
VI.3) Discussion.	165
VI.3.1) L'extension dans le "Broad Fourteens Basin".....	165
VI.3.1.1) Carte des isopaques actuelles du Jurassique inférieur et moyen.....	166
VI.3.1.2) Carte des isopaques actuelles du Jurassique supérieur.	168
VI.3.1.3) Carte des isopaques actuelles du début du Crétacé inférieur.....	170
VI.3.1.4) Approche de la direction d'extension par modélisation analogique.....	172
VI.3.2) L'inversion du "Broad Fourteens Basin".....	174
VI.3.2.1) Carte des isopaques actuelles du Crétacé supérieur.	174
VI.3.2.1) Carte du soulèvement lié à l'inversion crétacé supérieur.	177
VI.3.2.3) Carte des isopaques actuelles du Paléocène-Éocène.	180
VI.3.2.4) Structures particulières liées à l'inversion.	180
* Structures extensives syn-compression.....	180
* Chevauchements de bordure du graben.....	183
VI.4) Conclusions.	183

CHAPITRE III) Modélisation analogique.

III.1) Généralités.

La modélisation analogique est un outil qui sert à mieux comprendre les phénomènes naturels. "Le modèle suppose une analogie de fonction, pas nécessairement une analogie d'essence" (Parrochia, 1990). En Sciences de la Terre, les modèles analogiques sont des maquettes faites avec des matériaux ayant un comportement mécanique analogue à celui des matériaux terrestres. Nous pouvons dans les expériences faire varier différents paramètres (forme des modèles, épaisseur des matériaux utilisés, vitesse de déformation, direction des déplacements...), afin d'étudier l'effet de la variation d'un paramètre sur la déformation. Ainsi, la manière dont se déforment les matériaux dans les modèles analogiques nous entraîne à confirmer, proposer, transformer ou réfuter les modèles conceptuels proposés pour les déformations naturelles.

Faire de la modélisation analogique implique :

- De disposer de matériaux analogues simulant au mieux les comportements des matériaux naturels (Davy, 1986).
- De respecter les lois du dimensionnement appliquées aux Sciences de la Terre (Hubbert, 1937 ; Ramberg, 1981).
- De faire des simplifications de la complexité naturelle, en retenant les paramètres déterminants, tout en construisant un modèle valide.

III.2) Rhéologie de la lithosphère et des matériaux utilisés.

Deux grands modes de déformation affectent la lithosphère. Une déformation continue, correspondant à un comportement visqueux. Une déformation discontinue, correspondant à un comportement fragile. Cette simplification du comportement de la lithosphère permet d'utiliser des matériaux de rhéologie simple et relativement bien contrainte.

III.2.1) Le comportement "fragile".

La partie superficielle de la lithosphère a généralement un comportement qualifié de fragile se traduisant par une déformation localisée discontinue avec rupture du matériau contrôlée par la friction. Les structures associées sont les failles. Nous avons déjà défini le critère de rupture de Mohr Coulomb généralement utilisé pour décrire ce type de comportement (Chap. I.3.1). Ce critère a été utilisé pour tracer une enveloppe de Mohr de la lithosphère à partir d'expériences de laboratoire sur différents types de roches représentatives de la lithosphère (Byerlee, 1978). Il exprime la contrainte cisailante τ nécessaire à la fracturation en fonction de la contrainte normale σ_n au plan de faille :

$$\tau = 0,85 \sigma_n, \text{ (pour } \sigma_n < 200\text{MPa)} \quad (1)$$

$$\tau = 50 \text{ MPa} + 0,6 \sigma_n, \text{ (pour } \sigma_n > 200\text{MPa)} \quad (2)$$

avec σ_n contrainte normale effective.

Le coefficient de friction interne de 0,6 donne un angle de friction interne ϕ de 31° . On exprime alors σ_n en fonction de σ_1 :

$$\sigma_n = \sin(31^\circ) \sigma_1 = 0,515 \sigma_1. \quad (3)$$

En extension, $\sigma_1 = \rho gh$, ainsi, $\sigma_n = 0,515 \rho gh$. Ce qui permet de trouver la contrainte normale nécessaire à la rupture en extension à une profondeur donnée, avec $\rho = 2800 \text{ kg/m}^3$, à 10 km : $\sigma_n = 141 \text{ MPa}$; à 20 km : $\sigma_n = 282 \text{ MPa}$ (Fig. III.1).

En compression, $\sigma_3 = \rho gh$, et l'équation liant σ_3 et σ_1 (cf. équation (9), appendice 2 du chapitre 4) est :

$$\sigma_3 = - ((\sin\phi - 1) / (\sin\phi + 1)) \sigma_1 = 0,32 \sigma_1, \quad (4)$$

ainsi en remplaçant σ_1 par σ_3 dans l'équation (3), $\sigma_n = 0,515 (\sigma_3 / 0,32) = 1,61 \rho gh$. Ce qui permet de trouver la contrainte normale nécessaire à la rupture à certaines profondeurs en compression, avec $\rho = 2800 \text{ kg/m}^3$, à 10 km : $\sigma_n = 442 \text{ MPa}$; à 20 km : $\sigma_n = 884 \text{ MPa}$ (Fig. III.1). Le critère de Byerlee n'est plus valable au-delà d'une profondeur de 10 km, car le comportement de la lithosphère change et devient semi-fragile (Carter & Tsenn, 1987 ; Ord & Hobbs, 1989), correspondant à une zone de transition vers le comportement visqueux. Dans cette zone de transition, le type de déformation n'est plus le même, on y observe des plis.

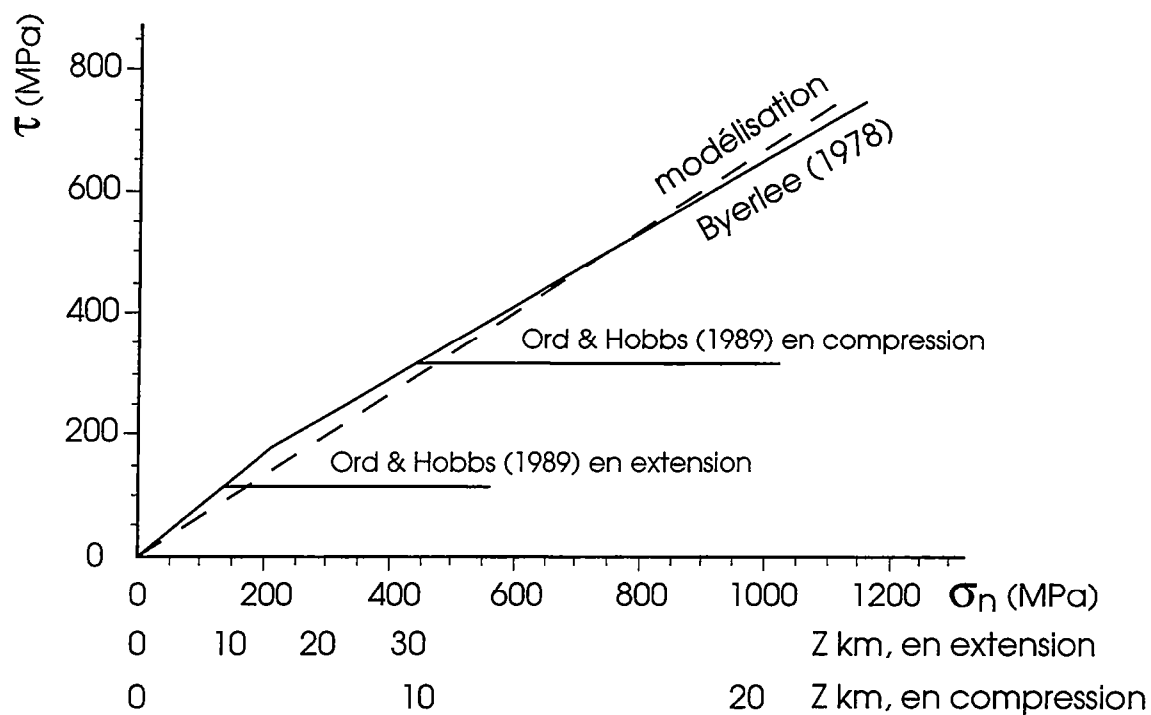


Figure III.1 : Enveloppe de rupture de la partie fragile de la croûte (modifié d'après Martinod 1991).

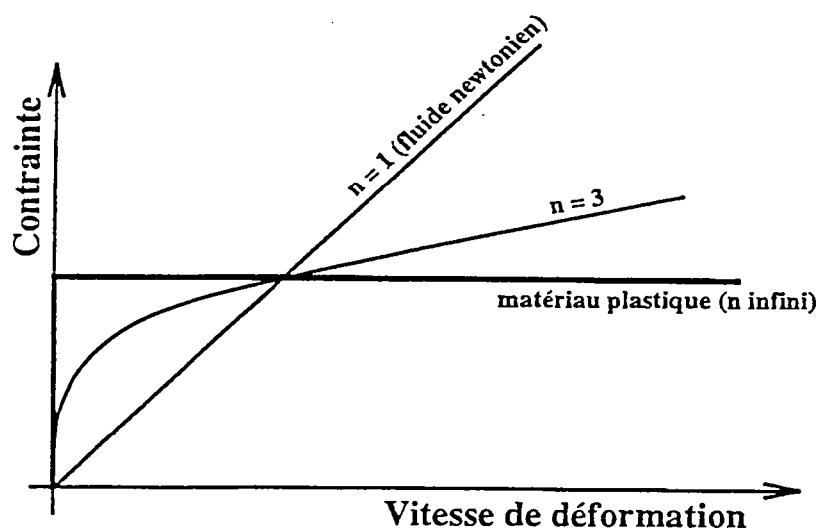


Figure III.2 : Rhéologie des fluides newtoniens (d'après Martinod 1991).

III.2.2) Le comportement visqueux.

La partie profonde de la lithosphère a un comportement visqueux, dû à l'augmentation de la température, se traduisant par de la déformation continue. Les roches suivent alors une loi de type Weertman (Fig. III.2) telle que :

$$\dot{\epsilon} = A \exp^{-(Q/RT)} (\sigma_d)^n, \quad (5)$$

où $\dot{\epsilon}$ est la vitesse de déformation ; T la température en °K ; A, Q et n des constantes du matériau (si $n = 1$ c'est un fluide newtonien, si $n = \infty$ c'est un matériau plastique ; Fig. III.2) et σ_d correspond au second invariant du tenseur des contraintes, qui se rapproche de $(\sigma_1 - \sigma_3)$, la contrainte différentielle (Kirby, 1985 ; Ranalli & Murphy, 1987). La résistance d'une couche ductile est fonction de sa température. Avec la profondeur la température augmente, et la résistance à la déformation diminue. La résistance d'une couche ductile est aussi liée à sa vitesse de déformation. Aux vitesses élevées, la déformation est à la fois localisée et continue (jusqu'à devenir discontinue aux vitesses très élevées), tandis qu'aux vitesses lentes, la déformation est distribuée et continue.

III.2.3) Le sable.

Pour simuler le comportement "fragile" de la lithosphère, on utilise du sable de Fontainebleau. L'angle de frottement interne du sable varie de 23° à 45° et sa densité varie de 1500 à 1700 kg/m³, en fonction de la compaction et de la manière dont le sable est déposé dans le modèle (Krantz, 1991b). Le sable sec, non compacté, est un matériau de cohésion négligeable. Si l'on considère un angle de friction interne moyen de 34°, on peut calculer en utilisant le critère de rupture de Mohr-Coulomb, la contrainte cisailante nécessaire à la rupture :

$$\tau = (\tan 34^\circ) \sigma_n = 0,67 \sigma_n, \quad (6)$$

Si l'on néglige la cohésion dans la croûte supérieure, cette formule se rapproche de celles données par Byerlee, pour une profondeur inférieure à 10 km. On assimilera donc le comportement du sable à celui de la croûte fragile. Le comportement mécanique du sable a été étudié en détail par Krantz (1991a & b) et Küntz (1994) ; Davy (1986) et Martinod (1991) discutent les problèmes de son utilisation dans les modèles analogiques.

III.2.4) La silicone.

Pour simuler les parties ductiles de la lithosphère, on emploie de la silicone (Silbione : pâte "gomme 70009"—Rhône Poulenc, France), c'est un matériau visqueux newtonien dont la viscosité dépend de la température (Batteguay, 1986). La dépendance de la viscosité μ à la température est explicitée par la loi d'Arrhenius (Appendice 1 du chapitre 4), soit :

$$\mu = \mu_0 \exp (-Q/RT), \quad (7)$$

où R est la constante des gaz parfait, T la température absolue en °K, Q l'énergie d'activation et μ_0 la viscosité à température infinie. La viscosité de la silicone est de 2×10^4 Pa.s à 20°C et sa densité est de 1200 kg/m^3 . Pour la silicone la contrainte cisailante τ est :

$$\tau = \mu \dot{\epsilon}, \quad (8)$$

où μ est la viscosité de la silicone à une température de déformation, et $\dot{\epsilon}$ la vitesse de déformation de la couche considérée.

Comme il est techniquement difficile de faire varier la température à l'intérieur de nos modèles nous faisons varier la vitesse de déformation, qui proportionnellement entraîne une variation de résistance des couches de silicone. Dans la plupart des modèles présentés dans ce mémoire la silicone est utilisée pour simuler un niveau de décollement, les sels zechstein.

III.2.5) Le miel.

L'asthénosphère est simulée par un liquide dense à faible viscosité. On utilise du miel d'acacia d'une viscosité μ de 20 Pa.s à 20°C et d'une densité ρ de 1400 kg/m^3 (Davy, 1986 ; Martinod, 1991).

III.2.6) Les profils de résistance.

L'utilisation des matériaux, présentés ci-dessus, permet la construction de modèles analogiques, qui à un facteur d'échelle près ont un profil de résistance au cisaillement analogue à un profil naturel simplifié. Un profil de résistance correspond à la variation de la contrainte différentielle ($\sigma_1 - \sigma_3$) d'une couche en fonction de la profondeur. La résistance totale d'une couche peut être estimée en calculant l'intégrale du profil. Les paramètres principaux influant sur les profils de résistances sont la composition chimique des roches et le gradient géothermique (Sawyer, 1985 ; Davy, 1986 ; Ranalli & Murphy, 1987 ; Allemand, 1990 ; Davy & Cobbold, 1991).

Les profils de résistance montrent une variation opposée entre les parties fragiles et ductiles de la lithosphère. En effet, les parties fragiles supportent des contraintes cisailantes de plus en plus élevées en profondeur, sans se déformer par fracturation (cf. § III.2.1). Les parties ductiles se déforment plus facilement en profondeur à cause de l'élévation de la température (cf. § III.2.2). Trois grands types de profils de résistance de la lithosphère sont établis en fonction du gradient géothermique (Fig. III.3). À partir d'un profil de résistance simplifié de la lithosphère, on construit un profil de résistance simple pour les modélisations analogiques (Fig. III.3). Ce profil est construit en choisissant des épaisseurs de sable et de silicone, et en fixant une vitesse de déformation par rapport à la viscosité de la silicone (Davy & Cobbold, 1991).

III.3) Les conditions de similitude.

Le dimensionnement des modèles analogiques réalisés au Laboratoire de Tectonique Expérimentale de Rennes a été étudié en détail par Davy (1986) et Davy & Cobbold (1991) et aussi explicité par Vendeville (1987) et Martinod (1991). Le principe de base du dimensionnement est la similitude géométrique, cinématique et dynamique entre le modèle analogique et la nature. Il doit exister une similitude des rapports entre la contrainte déviatorique et les forces de gravité dans le modèle et dans le système naturel, ce qui se traduit par une homothétie des profils de résistance du modèle et du système naturel (Fig. III.3).

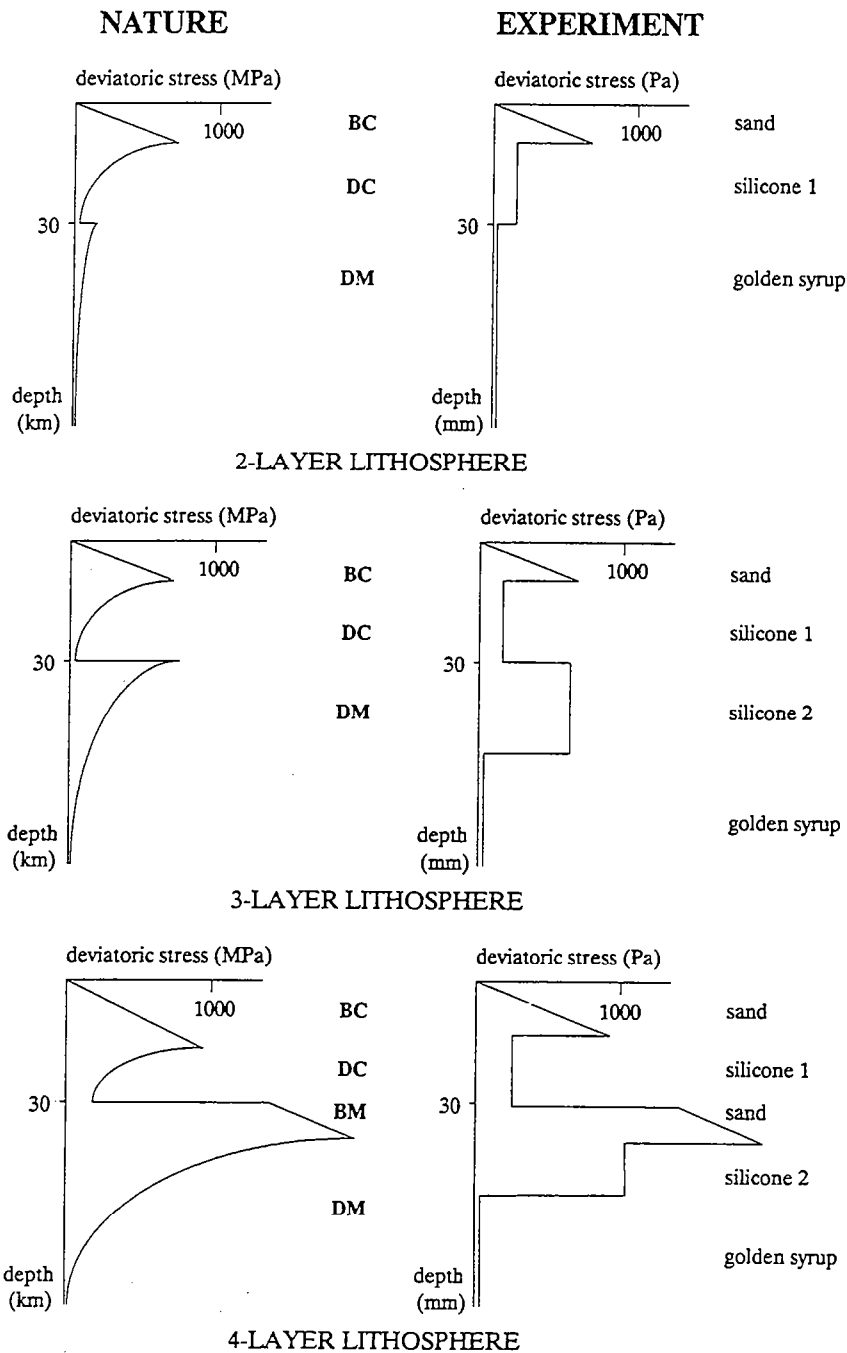


Figure III.3 : Profils de résistance de la lithosphères simplifiés, pour du raccourcissement dans la nature et dans des expériences analogique. Une lithosphère à deux couches correspond à un fort gradient de température, une lithosphère à trois couches à un gradient intermédiaire et une lithosphère à quatre couches à un faible gradient. Pour la croûte fragile (BC) et le manteau fragile (BM), la résistance croît linéairement avec la profondeur; pour la croûte ductile (DC) et le manteau ductile (DM) de composition uniforme, la résistance décroît non linéairement avec la profondeur, principalement à cause de l'augmentation de la température. Dans les expériences, la résistance du sable croît linéairement avec la profondeur; la silicone et le miel ont une résistance qui ne varie pas avec la profondeur à cause de l'absence de variation de la température (Davy & Cobbold, 1991).

Le choix des matériaux que l'on prend pour représenter les différentes couches de la lithosphère (cf. § III.2), ainsi que les conditions aux limites du modèle, forme du modèle, direction et vitesse des déplacements appliqués aux limites de celui-ci, sont primordiaux. Leur choix est à la fois guidé par les idées que l'on a de la déformation de la lithosphère, mais aussi par les contraintes qu'imposent les techniques à notre disposition.

On est donc amené à formuler des hypothèses simplificatrices préalables à toute réalisation d'un modèle analogique. Il ne faut pas oublier certaines remarques essentielles quasi légendaires, résumant la philosophie de la modélisation : "faire des modèles pour reproduire la nature n'a aucun intérêt" (P. Choukroune, Clermont-Ferrand le 27/03/1986), il faut "tirer des conclusions cohérentes avec le degré de simplification du modèle" (Davy, 1986).

Ainsi dans les expériences présentées ici, nous nous attacherons surtout à tirer les enseignements mécaniques les plus importants, sans vouloir voir dans ces dernières des copies (inutiles) de notre zone d'étude.

III.4) Les dispositifs expérimentaux.

Les dispositifs expérimentaux ont été choisis entre de nombreuses autres possibilités pour deux raisons principales :

- (1) Les faibles contraintes géométriques et mécaniques imposées au modèle durant sa déformation.
- (2) La simplicité technique de mise en oeuvre.

Il ne sert à rien de compliquer les dispositifs expérimentaux, car il devient alors très difficile, voire même impossible, de retrouver dans la déformation d'un modèle, ce qui provient du dispositif expérimental et ce qui est intrinsèque à la mécanique des matériaux déformés. C'est à ce titre que nous avons signalé dans le § I.4.2 l'aspect contraignant de certains dispositifs expérimentaux. De même, dans nos expériences, ce que nous appellerons "discontinuité de vitesse" est une contrainte géométrique et mécanique non négligeable ; celle-ci représente une zone de localisation de la déformation décidée "à priori".

III.4.1) Les dispositifs et structures des modèles analogiques.

En fonction du facteur d'échelle employé, l'appareillage ainsi que la structure du modèle changent. Nous nous sommes placés à trois échelles différentes : à l'échelle de la croûte fragile (cf. chapitres IV, V et VI), à l'échelle de la croûte (cf. VI.4.1.4) et à l'échelle de la lithosphère (cf. § VII.2.3.2).

III.4.1.1) À l'échelle de la croûte fragile.

À l'échelle de la croûte supérieure "fragile" (15 premiers km de la lithosphère), le dispositif expérimental représente une déformation appliquée à la base de croûte fragile (Fig. III.3). Il est constitué d'une plaque basale rigide mobile, qui glisse à vitesse constante sur une plaque rigide fixe (Figs. III.4a, b, c et d). Les plaques basales sont limitées, à l'une de leurs extrémités, par un mur rigide. La plaque basale mobile est déplacée de manière à créer à l'intérieur du modèle de l'extension, de la compression ou du décrochement. Le déplacement de la plaque mobile, par un vérin, crée une discontinuité de vitesse (DV, ici DV asymétrique) à sa bordure libre (cf. Allemand, 1990 ; Tron & Brun, 1991). La discontinuité de vitesse reste au centre du modèle (en décrochement), s'éloigne (en extension) ou se rapproche (en compression) du mur fixe.

Deux types d'expériences seront présentés :

(1) En extension perpendiculaire à la discontinuité de vitesse et donc aux structures (Fig. III.4a ; cf. chapitre IV). Le facteur d'échelle ($L^* = L_{\text{modèle}} / L_{\text{nature}}$) de ces modélisations analogiques est de l'ordre de : 1×10^{-5} (1cm représente 1 000 mètres).

Cette série d'expériences sert à tester l'influence d'un niveau de décollement (silicone), près de la surface, sur les structures produites pendant l'extension (Fig. III.4 ; cf. chapitre 4).

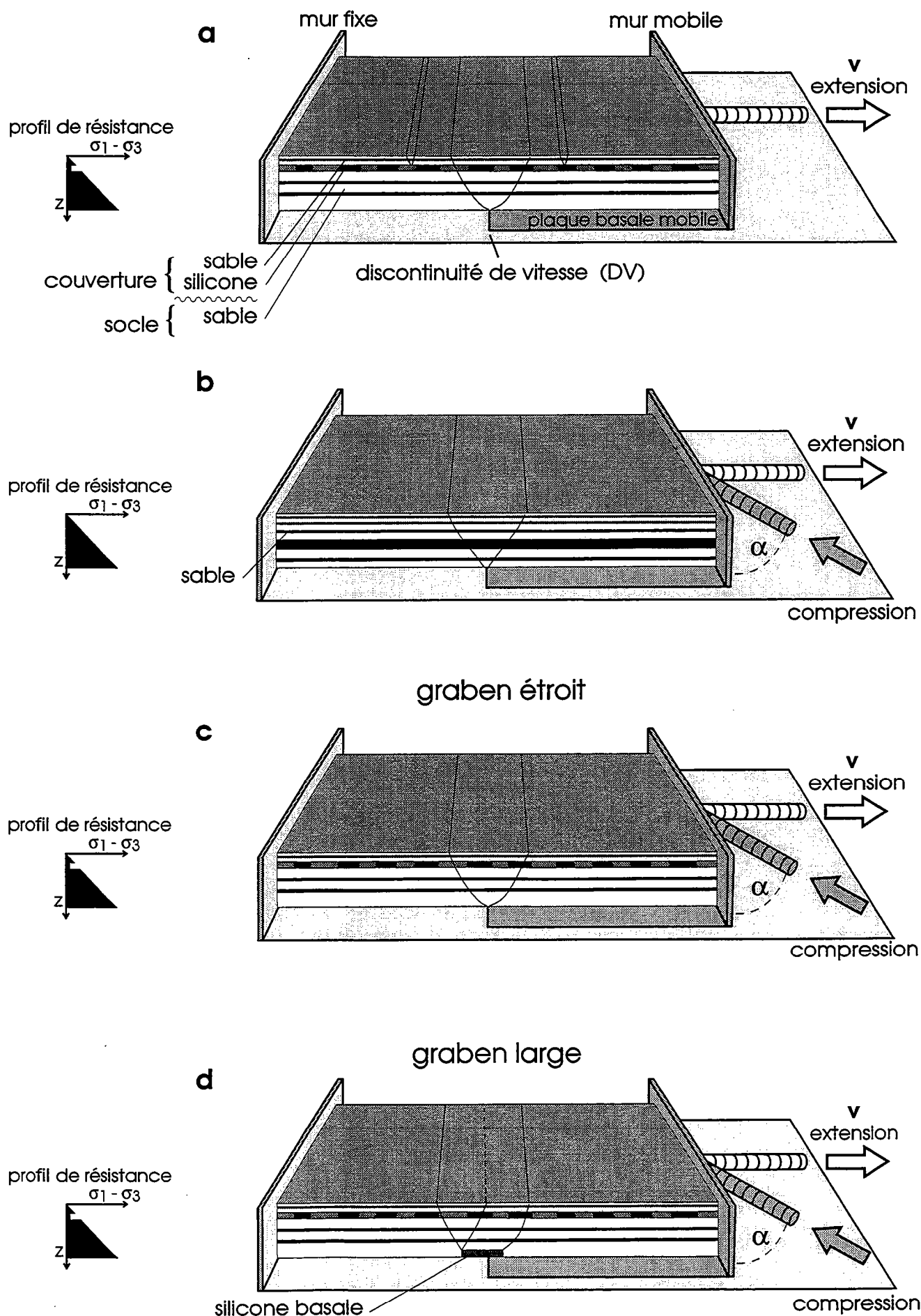


Figure III.4 : Dispositifs expérimentaux des modèles à l'échelle de la croûte.

(2) En extension perpendiculaire à la discontinuité de vitesse, puis en compression faisant un angle α de 0° à 90° par rapport aux structures extensives (voir chapitre V et VI). La composition du modèle est soit du sable seul (Fig. III.4b), soit une alternance de sable avec une couche de silicone proche de la surface représentant un niveau de décollement (Fig. 4c et d). Le facteur d'échelle ($L^* = L_{\text{modèle}} / L_{\text{nature}}$) de ces modélisations analogiques est de l'ordre de : 1×10^{-5} (1cm représente 1 000 mètres).

Cette série d'expériences sert à tester l'influence de la direction de compression sur la réactivation des structures, avec ou sans niveau de décollement près de la surface (Fig. III.4b, c et d ; cf. chapitre 5 et 6).

III.4.1.2) À l'échelle de la croûte.

À l'échelle de la croûte (25 premiers km de la lithosphère, ayant un comportement d'abord "fragile" sur 15 km, puis ductile sur 10 km), le dispositif expérimental, assez semblable au précédent représente une déformation appliquée à la base de la croûte ductile, au toit du manteau fragile (Fig. III.3). La forme des plaques est faite de manière à initier la déformation dans des directions particulières. Les deux plaques (ici mobiles) sont tirées dans un sens opposé (Fig. III.5). La discontinuité de vitesse est soit mobile, soit fixe quand les deux plaques sont reliées à deux feuilles de rhodoïd (ici DV asymétrique ou symétrique, cf. Allemand, 1990 ; Tron & Brun, 1991). La composition du modèle est un bicouche silicone-sable. La silicone à la base représente la croûte ductile (Fig. III.3). Le facteur d'échelle ($L^* = L_{\text{modèle}} / L_{\text{nature}}$) de ces modélisations analogiques est de l'ordre de : 2×10^{-6} (1cm représente 5 000 mètres).

Cette série d'expériences sert à tester l'influence de l'extension oblique dans l'ouverture de grabens (cf. § VI.4.1.4).

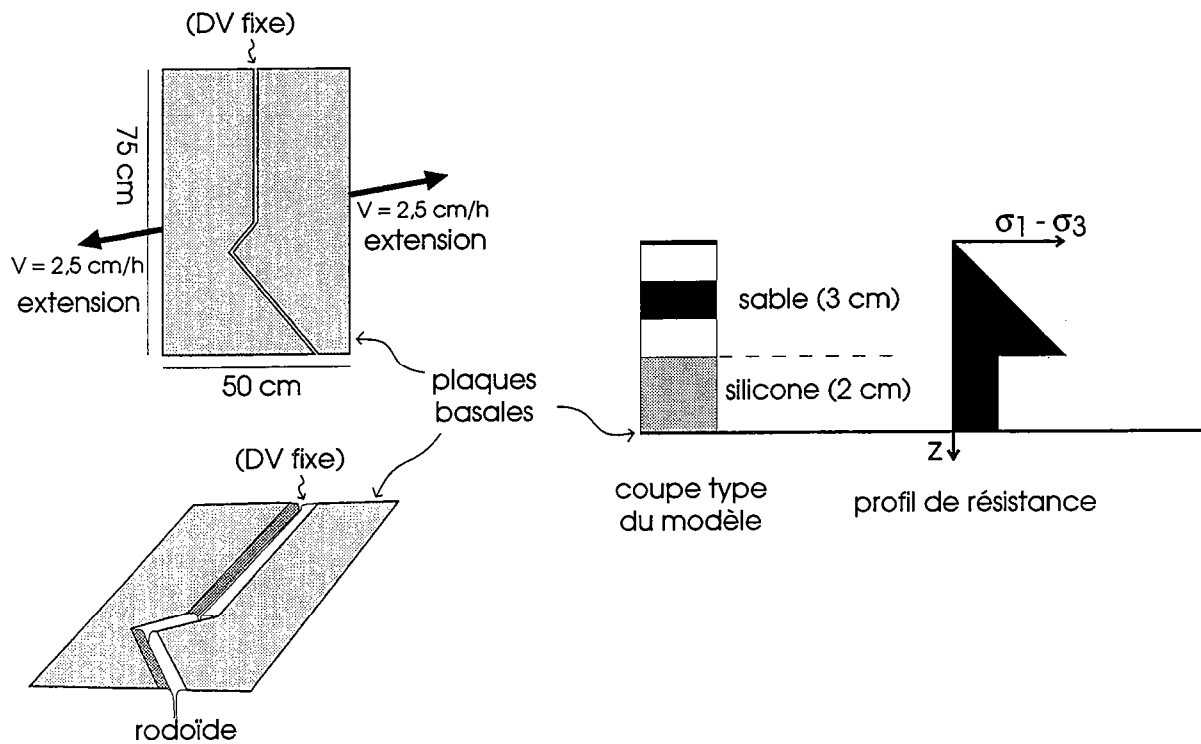


Figure III.5 : Dispositif expérimental des modèles à l'échelle de la croûte.

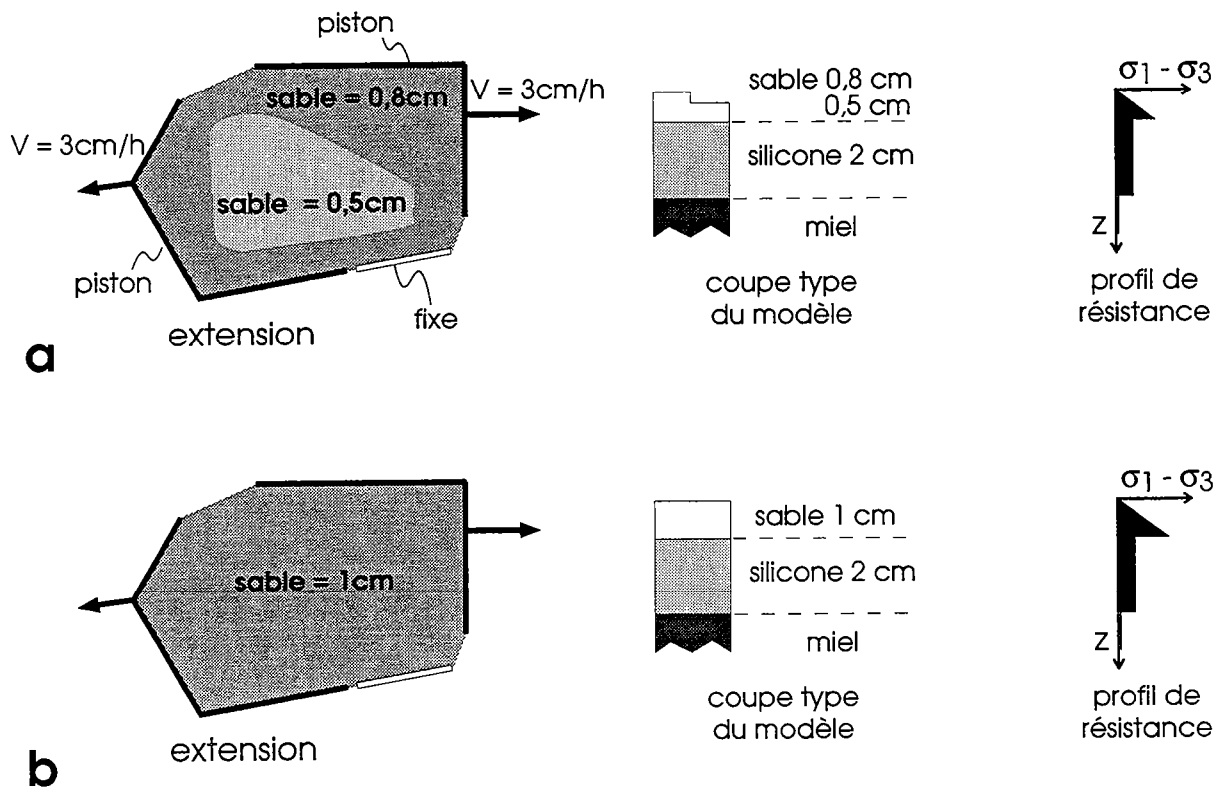


Figure III.6 : Dispositifs expérimentaux des modèles à l'échelle de la lithosphère.

III.4.1.3) À l'échelle de la lithosphère.

À l'échelle de la lithosphère ("fragile" sur 15 km, ductile sur 30 km et peu visqueux en dessous), le dispositif expérimental applique une déformation aux limites d'un système simulant une lithosphère à deux couches (Fig. III.3a). Ce type de modèle tient compte de l'isostasie car le bicouche sable/silicone flotte sur du miel contenu dans une grande boîte. La compensation isostatique est très rapide. Les déformations sont induites par le déplacement de pistons (Fig. III.6). La composition du modèle est miel à la base, silicone intermédiaire et sable au dessus (Fig. III.6). Le facteur d'échelle ($L^* = L_{\text{modèle}} / L_{\text{nature}}$) de ces modélisations analogiques est de l'ordre de : $6,7 \times 10^{-7}$ (1cm représente 15 000 mètres).

Cette série d'expériences sert à tester quelle est l'influence des points d'applications de la déformation aux limites d'un système homogène, sur les directions d'ouverture des grabens (Fig. III.6 ; cf chapitre 7).

III.4.2) Les conditions aux limites.

Les conditions aux limites correspondent aux vitesses de déplacement que l'on rencontre sur chacune des bordures du système.

Dans les expériences de type croûte, deux types de conditions aux limites contrôlent la déformation :

(1) En extension, la discontinuité de vitesse initie la déformation. Entre le sable et les plaques basales existe une contrainte cisailante au début de la déformation au voisinage immédiat de la discontinuité de vitesse (Fig. III.7a et c) ; les bords latéraux des expériences sont libres pour éviter le frottement latéral (Fig. III.4 et III.5).

(2) En compression les contraintes cisailantes se font face en base du modèle au voisinage de la discontinuité de vitesse (Fig. III.7b) ; les bords latéraux des expériences sont libres pour éviter le frottement latéral (Fig. III.4).

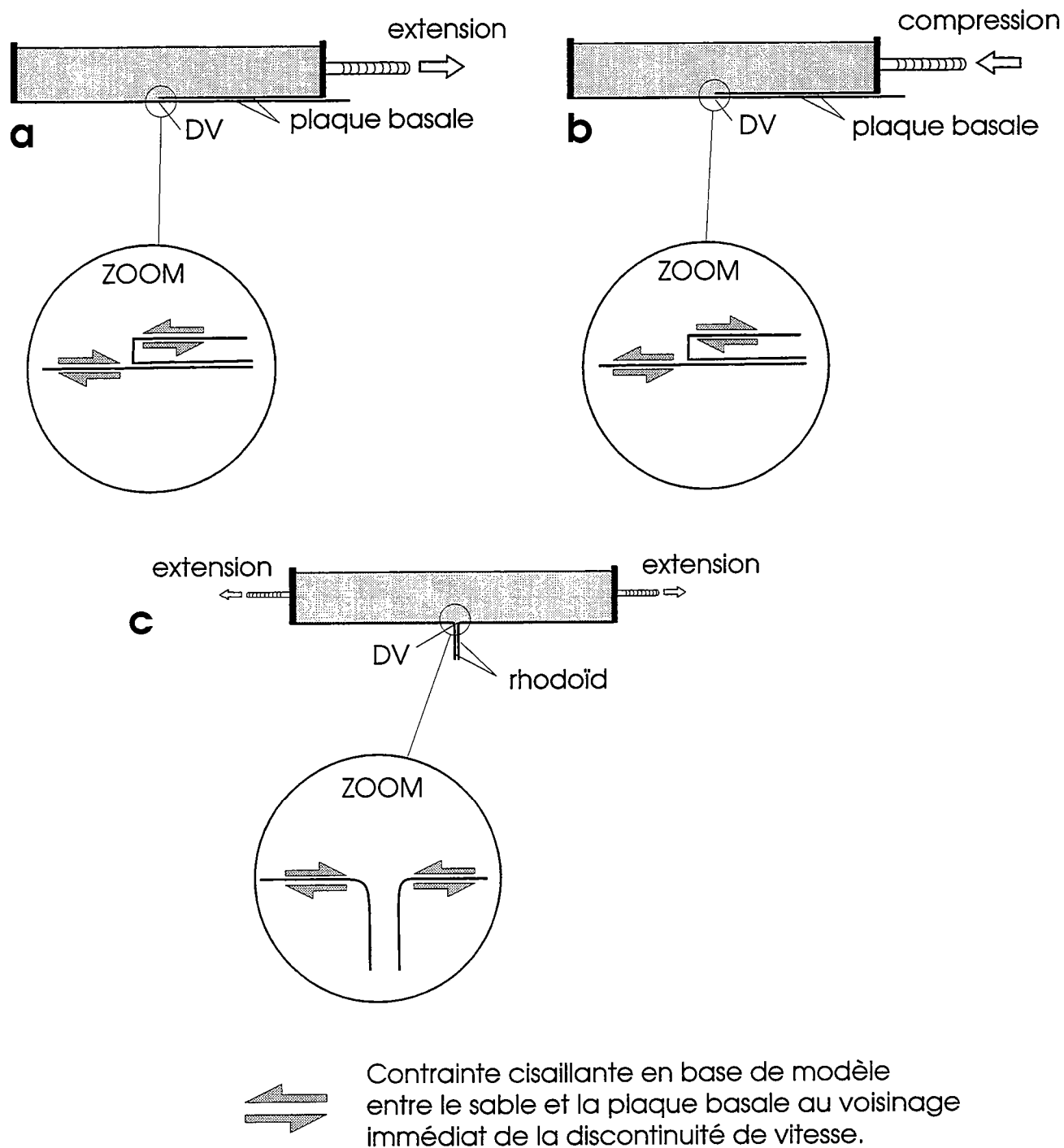


Figure III.7 : Conditions aux limites des modèles croûte, au début de la déformation (a et b DV asymétrique, c DV symétrique).

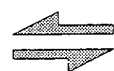
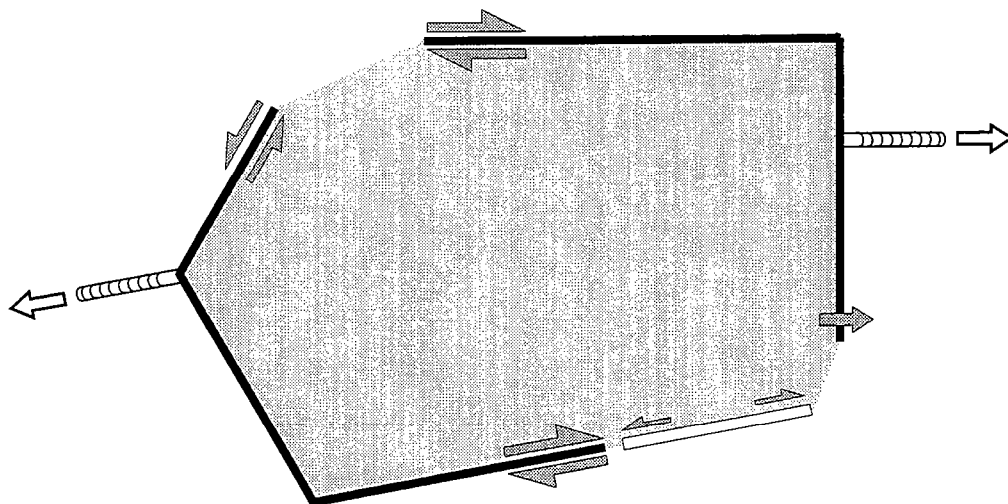
En extension et compression, si le sable est directement en contact avec la plaque basale, la déformation du sable est transmise par la discontinuité de vitesse et les failles rejoignent celle-ci. Si une couche de silicone est intercalée entre le sable et la plaque basale, la déformation est distribuée autour de la discontinuité de vitesse dans la silicone, et est localisée dans le sable (Fig. III.4d et 5).

Dans les expériences de type lithosphère, la contrainte cisailante entre les parois latérales des pistons et le bicouche silicone-sable est suffisamment forte pour limiter au minimum les déformations, entre piston et modèle (Fig. III.8). La déformation s'initie en limite des pistons et se propage ensuite, à l'intérieur du modèle.

III.5) Conclusions.

Nous nous sommes surtout intéressés aux modélisations concernant la croûte fragile, car le but de ce type de modélisation est de pouvoir mieux comprendre les structures superficielles (de l'ordre du km) que l'on observe sur la sismique, dans le cas de la Mer du Nord. Le facteur d'échelle que l'on emploie permet non seulement d'observer des structures à l'échelle d'un graben, mais aussi des structures à l'échelle de ses bordures. Nous allons voir dans la suite comment la double confrontation, données et modélisations analogiques, nous a permis d'appréhender l'inversion des grabens en Mer du Nord.

Nous allons étudier l'inversion du "Broad Fourteens basin", à travers les modèles analogiques. Les trois Chapitres suivants correspondent à des articles, qui à partir de la bibliographie et des données de sub-surface présentent une investigation analogique à l'échelle de la croûte superficielle fragile (Chapitre IV, V et VI). Les modélisations à l'échelle de la croûte (fragile et ductile) et à l'échelle de la lithosphère sont présentées comme un travail qui pose souvent plus de questions qu'il n'en résout (Chapitre VI et VII).



Contrainte cisailante entre le modèle et les bordures latérales des pistons, au début de la déformation.



Traction entre le modèle et le piston.

Figure III.8 : Conditions aux limites des modèles lithosphériques.

CHAPITRE IV) L'extension d'un graben avec niveau de décollement superficiel.

IV.1) Introduction.

Ce chapitre présente les résultats d'une étude sur la formation des diapirs en contexte extensif sur les plates-formes d'un graben. Nous présentons les résultats sous forme d'un article déjà publié.

L'étude de l'inversion de grabens en Mer du Nord par modélisation analogique nécessite de s'intéresser d'abord à l'extension. Des modélisations de l'extension crustale ont déjà été faites, qui considèrent la croûte supérieure entièrement fragile (Allemand, 1990 ; Beslier, 1991 ; Tron, 1992). Dans le cas de la Mer du Nord, deux grands bassins salifères ont permis la mise en place d'une couche de sel pouvant atteindre 1 500 mètres. Ce sel est à l'origine d'une tectonique salifère très active, surtout dans le bassin sud (Fig. 1 de l'article). Vu l'importance des mouvements salifères et la position du "Broad Fourteens Basin", dont la moitié Nord est située dans la zone d'halocinèse, nous avons décidé d'entreprendre une investigation des relations entre extension et diapirisme.

IV.2) "Salt flow and diapirism related to extension at crustal scale".

IV.2.1) Résumé.

L'analyse de la structure et de l'histoire des diapirs dans les anciens bassins salifères comme dans le bassin méridional de la Mer du Nord suggère que l'extension crustale contrôle le diapirisme. Des modélisations analogiques destinées à simuler des configurations comparables au bassin sud de la Mer du Nord montrent que les diapirs, qui se développent dans la couverture sédimentaire pendant l'extension du socle, peuvent s'initier près des failles normales de socle ou à une distance non négligeable de ces failles, si le déplacement sur celles-ci est transféré horizontalement le long de la couche de sel. Pour des valeurs données de viscosité du sel, de vitesse de déformation et de coefficient de friction interne des roches à comportement fragiles, le type de diapirisme salifère dépend, en un lieu particulier, du rapport de l'épaisseur de la couverture sur l'épaisseur du sel, ainsi que de la valeur de l'épaisseur de la couverture et de la valeur de l'épaisseur du sel. Les expériences donnent des critères d'identification des différents types de diapirs et fournissent des modèles d'écoulement horizontal dans une couche de sel subissant extension et développement de diapirs. Les implications dynamiques de ces expériences sont appliquées au bassin méridional de la Mer du Nord.

IV.2.2) Article.

Article publié dans *Tectonophysics*, 228, 1993, 349-362.

Reproduit avec l'aimable autorisation de Elsevier Science Publisher B.V., Amsterdam.

Salt flow and diapirism related to extension at crustal scale

T. Nalpas and J.-P. Brun

Géosciences Rennes, UPR 4661 CNRS, Université de Rennes I, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes Cédex, France

(Received January 27, 1993; revised version accepted April 23, 1993)

ABSTRACT

The analysis of the structure and history of salt diapirs in large ancient evaporitic basins such as the southeastern North Sea basin suggests that diapirism is controlled by crustal-scale extension. Laboratory experiments on small-scale models designed to simulate configurations comparable to the southeastern North Sea basin show that diapirs, which grow in a sedimentary cover during basement extension, can develop close to basement normal faults or at a significant distance from them, if the displacement on the basement faults is transferred horizontally along the salt layer. For given values of salt viscosity, strain rate and friction coefficient in brittle rocks, the pattern of salt diapirism in a particular area depends on the ratio of cover thickness to salt thickness, as well as the absolute thicknesses of cover and salt layers. The experiments give criteria for identifying different types of diapirs and provide models of horizontal flow in a salt layer undergoing extension and diapir development. Some dynamic implications of the experiments are applied to the southeastern North Sea basin.

Introduction

Even at shallow depths and low temperatures, salt is able to flow under small shear stress (Carter et al., 1982), allowing the easy growth of salt diapirs (Jackson and Talbot, 1986) or the transfer of horizontal displacements along salt layers in compressional or extensional regimes (Davis and Engelder, 1985). Two different mechanisms are often quoted to account for salt diapirs.

First, diapirs may result from gravitational instabilities, salt being lighter than the overburden sediments. Various aspects of this mechanism have been investigated via theory (e.g., Danes, 1964; Biot and Ode, 1965; Ramberg, 1981), laboratory experiments (e.g., Ramberg, 1981; Jackson and Talbot, 1986) or numerical modelling (e.g., Woidt, 1978; Schmeling, 1987) and tentatively applied to natural examples. Among the objections to simple gravity inversion are the excessively high mechanical strength of common sedimentary overburden materials and the frequently observed association of diapirs with synchronous normal faulting below and above the source salt layers.

Second, salt diapirs could be caused by local uprise of salt in zones of anomalously low pressure at the top of salt layers (Nettleton, 1934; Ramberg, 1981; Vendeville and Jackson, 1992a,b). Experimental tests of this second mechanism show that even small variations of overburden thickness, due to irregular sedimentation (Cobbold et al., 1989) or local overburden thinning during extension (Vendeville and Jackson, 1992a,b), can lead to the formation of salt diapirs.

In large salt diapir domains, such as the southeastern North Sea basin (Fig. 1), the spatial distribution of diapirs appears to be geometrically related to the regional fault pattern. Figure 2 presents two geological cross sections from the southeastern North Sea area showing salt diapirs. With reference to regional-scale structures (Fig. 1), the diapirs are either located along borders (Fig. 2a and b) or far away from (Fig. 2b) basement grabens. Detailed studies (P.A. Ziegler, 1975; W.H. Ziegler, 1975; Vejrbæk, 1990) have shown that salt has moved up sequence from Triassic to Cenozoic times. However, the maximum diapiric activity occurred during the Triassic–Jurassic, with variations from one graben to

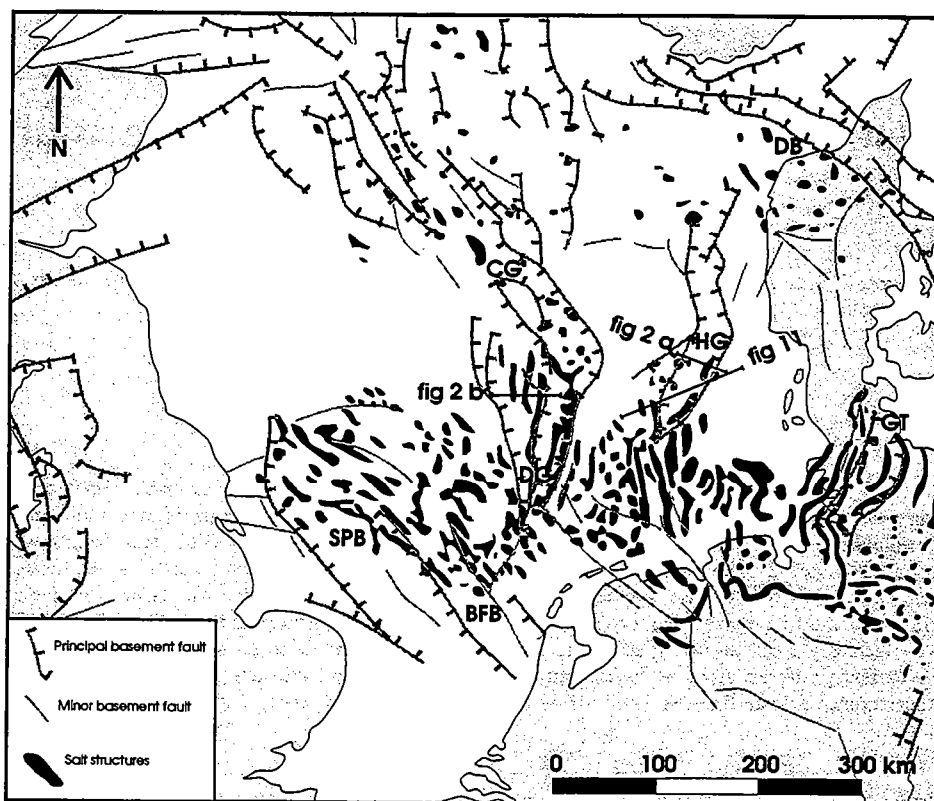


Fig. 1. Zechstein salt structures (from Heybroek et al., 1967) and Mesozoic tectonic units (from P.A. Ziegler and Van Hoorn, 1990) in the southern North Sea. Basins are Broad Fourteens Basin (BFB), Central Graben (CG), Danish Basin (DB), Dutch Graben (DG), Glückstadt Trough (GT), Horn Graben (HG) and Sole Pit Basin (SPB).

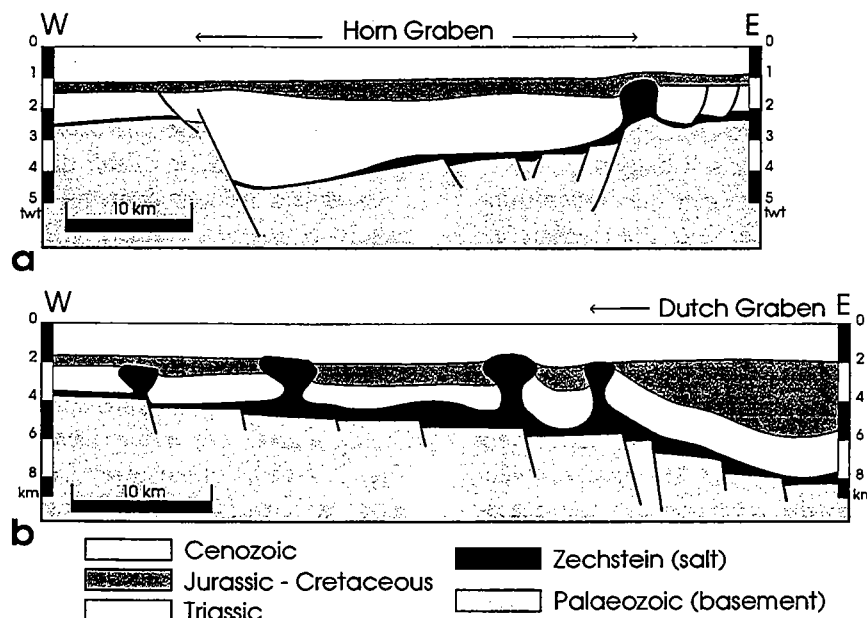


Fig. 2. Geological cross sections from southern North Sea, showing different structural environments of salt diapirs: (a) Horn Graben (after Vejrbæk, 1990); (b) west of Dutch Graben (after Heybroek, 1975). For location, see Fig. 1.

another. Thickness variations show that maximum subsidence occurred during the Triassic in the Horn Graben (Fig. 2a) and during the Jurassic in the Dutch Graben (Fig. 2b). Along graben borders (Figs. 2a and b), the rise of diapirs continued up to the Cretaceous. Outside the grabens, diapir growth ceased as early as the Late Jurassic or even Late Triassic. Growth appears to have stopped at an earlier stage where diapirs are situated further away from the graben borders (Fig. 2b). This suggests that diapirism is controlled by regional-scale extension. However, there is no simple propagation of basement faults through the salt toward the cover and, as stated by Heybroek (1975): "halokinetic movements take place in and outside graben(s)." Some diapirs, such as those located along graben borders, are clearly related to graben border faults. Others, such as those located outside grabens, are not systematically related to basement faults (Fig. 2). But all of them are aligned along the same linear trends (Fig. 1), being developed mainly during the maximum phase of differential subsidence (i.e. extension) (Fig. 2).

Laboratory experiments presented in this paper aim to explain:

- (1) the development of diapirs during crustal-scale extension;
- (2) the location of diapirs in basement grabens;
- (3) the relationship between horizontal and vertical flow of weak layers (i.e. salt) during extension.

Experimental procedure

The models presented below were designed to simulate geological situations comparable to those observed in the southeastern North Sea basin. In this area, a Palaeozoic basement is covered by Zechstein salt, whose thickness varies from 0 to 1500 m (Heybroek, 1974, 1975). The salt layer is overlain by Triassic and Jurassic sediments with a total thickness of around 500 to 1000 m at the onset of extension, which corresponds to onset of salt movement.

The modelling techniques are similar to those usually used for experiments on brittle-ductile systems at the Laboratory of Experimental Tectonics of the Geosciences department (Rennes University) and which have been described in previous studies (e.g., Faugère and Brun, 1984; Vendeville et al., 1987; Davy and Cobbold, 1991). Brittle basement and sedimentary cover are represented by sand, with a mean frictional coefficient (ϕ) of 0.58 and a density (ρ) of 1400 kg/m³. Salt has a ductile behaviour and is represented by silicone putty with a viscosity (μ) of 8×10^3 Pa s at 30°C and a density (ρ) of 1200 kg/m³ (see Appendix 1).

The model consists of a three-layer system: from base to top, a sand basement, a weak layer made of silicone and a sand cover (Fig. 3). An extensional displacement is applied at the base of the lower sand layer (Velocity Discontinuity) in order to generate a graben whose width at initia-

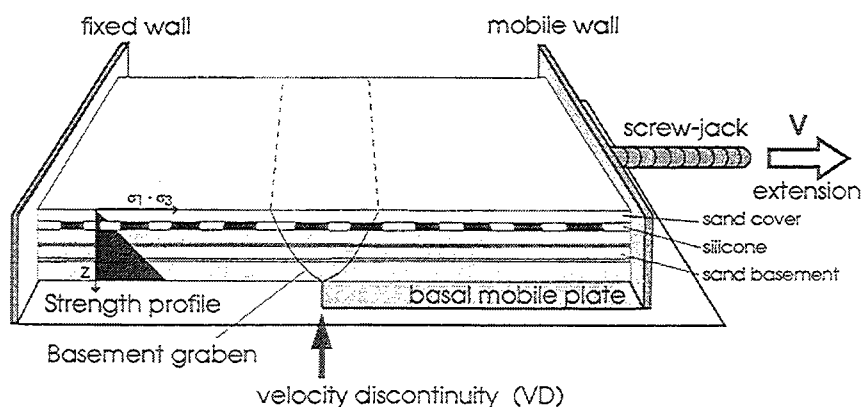


Fig. 3. Experimental apparatus and model structure. Lateral boundaries, between the two walls, are sand banks (not illustrated).

tion is a direct function of thickness (cf. Allemand and Brun, 1991).

To obtain various strength profiles, different thicknesses of silicone and sand cover layers were used. Since the strength of the silicone layer is not only dependent on viscosity but also on strain rate, the velocity of displacement applied at external boundaries was varied from 0.1 to 10 cm/h. As a consequence, experiments ran for total times between 9 minutes and 24 hours. Additional details concerning strength profiles are given in Appendix 2.

Sedimentation of fresh sand onto the model surface was carried out continuously for short runs and at regular time intervals (1–2 h) for long runs so as to maintain a horizontal upper surface.

Photographs of the model surface were taken at regular time intervals to study the progressive evolution of structures (e.g., Fig. 4). The internal structure was observed on serial cross sections obtained after the experiments (Fig. 5). Brittle layers were built with sand of various colors to reveal faults. Silicone layers contained vertical

passive markers whose deformation illustrated bulk flow patterns within the layers.

Results

Figure 6 represents five typical cross sections chosen from the eight experiments performed in this study. They correspond to five different strength profiles (see Appendix 2) which were obtained for displacement velocities of 10 cm/h (Fig. 6a), 1 cm/h (Fig. 6b) and 0.1 cm/h (Fig. 6c–e) with various thicknesses of brittle cover (T_b) and ductile layer (T_d). All models show three contrasting types of deformation. Sand representing the basement shows only normal faults within a single graben, which can be asymmetric. Silicone representing the salt layer shows complex flow patterns combining horizontal and vertical displacements. Sand representing the sedimentary cover shows both faults and bending. Faults are generally normal, but reverse faults occur locally above basement graben borders. Sediments deposited at the surface during extension

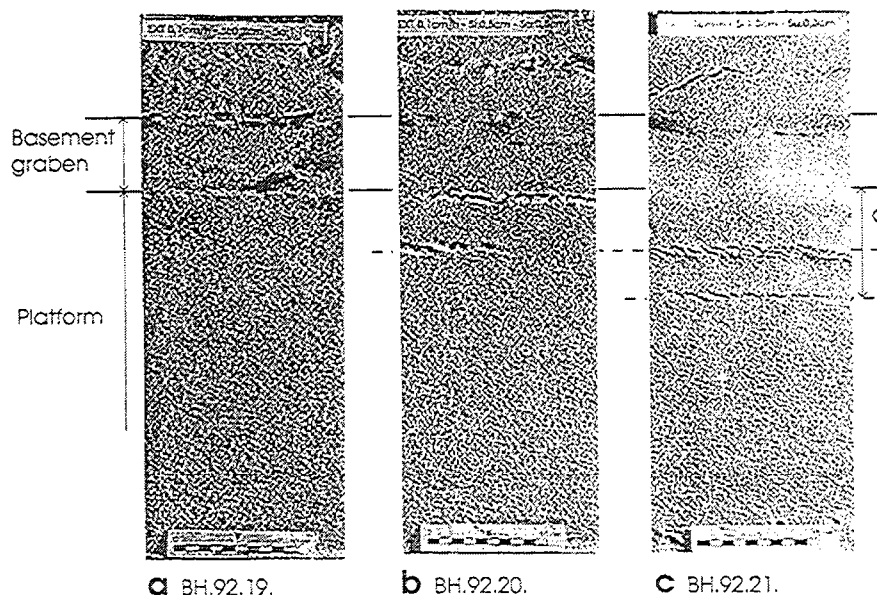


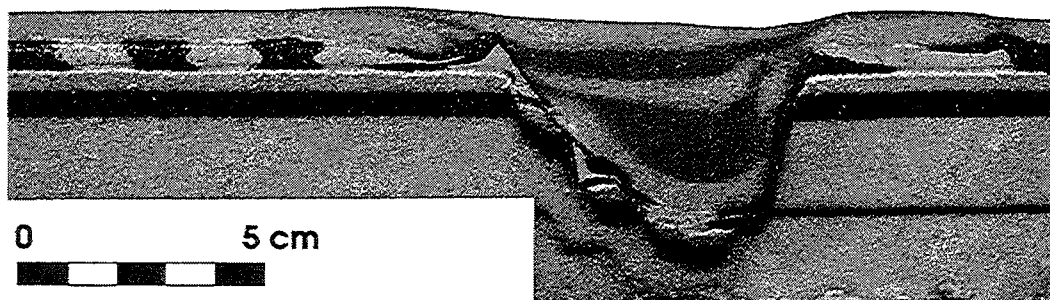
Fig. 4. Surface views of models during experiments, illustrating distance (d) between basement fault and most external cover fault. Model parameters are given in Table 1.

are sometimes faulted along with the underlying sand layer.

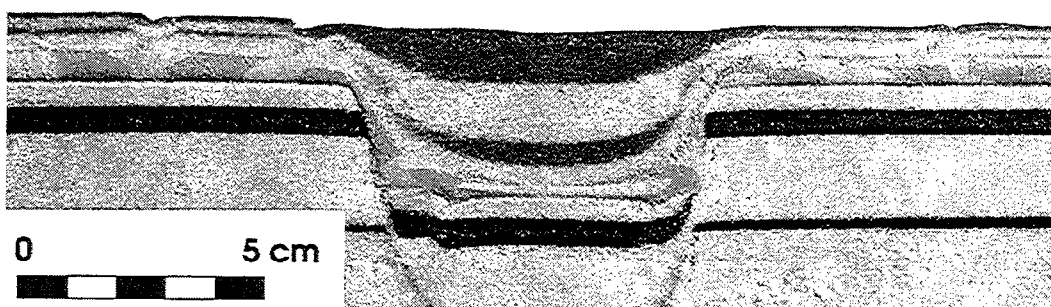
Patterns of cover extension

Figure 6a and b shows an extensional deformation pattern localised within the graben. Note

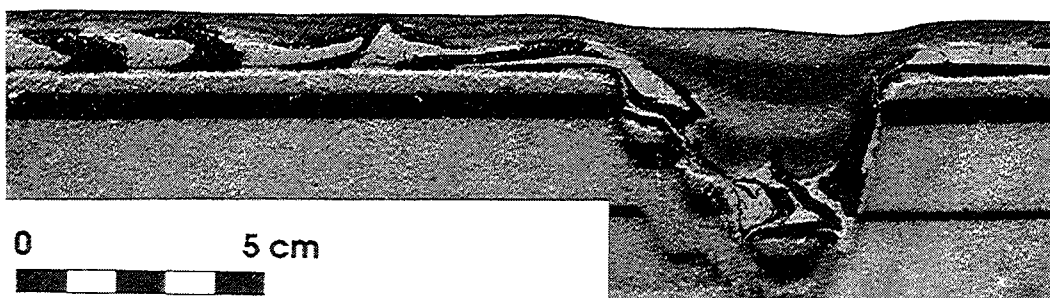
that graben border faults in the basement are accommodated in the sedimentary cover by two types of normal fault. External faults are planar and dip toward the graben, whereas internal faults—which are upwards convex—accommodate the flexuring of brittle cover and graben fill.



a BH.92.20.



b BH.92.12.



c BH.92.21.

Fig. 5. Cross sections of three models after deformation. For line drawings see Fig. 6, for model parameters, Table 1. Models are composed, from base to top, of: a stratified black and grey sand (basement); a weak layer of silicone, in which the pink and blue (or violet) bands were initially vertical (salt); a single layer of grey sand (initial sedimentary cover); and alternating blue and grey sand layers (basin fill).

These faults, which accommodate extension, pass from normal at depth to reverse near the surface (see also Vendeville, 1988).

In Figure 6c–e extensional deformation within the brittle cover is located outside the basement graben. The silicone layer here corresponds to a decollement between basement and cover which horizontally transfers the dip-slip displacements along the graben border faults. A variable num-

ber of small grabens develop in the brittle cover which is displaced toward the basement graben. Cover grabens are seen to develop parallel to the basement graben faults (Fig. 4). Their deepening during extension and cover rafting is accompanied by an uprise of the underlying silicone, leading to the formation of diapirs. These structures are in fact ridges, or, in the terminology of salt tectonics, salt walls (see Jackson and Talbot, 1986,

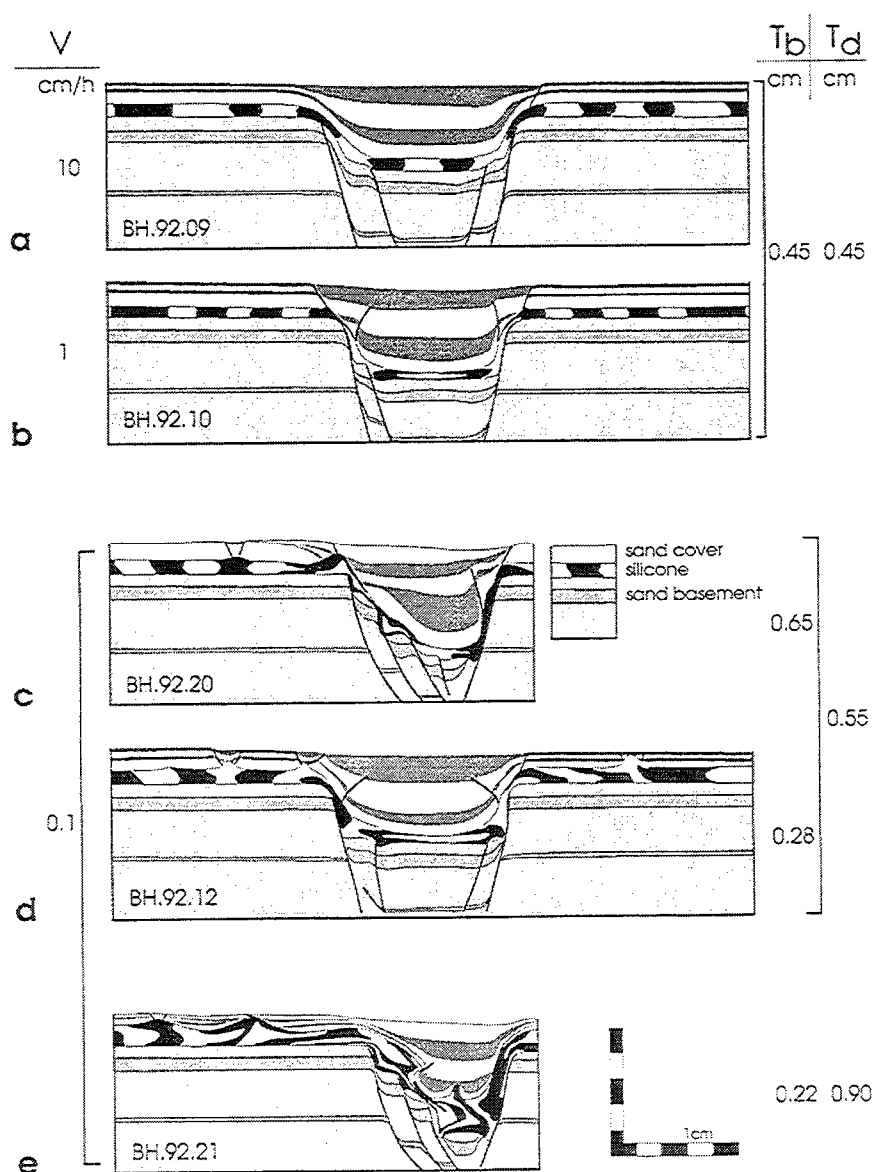


Fig. 6. Line drawing of cross section for five models. For model parameters, see Table 1. For photographs of (c), (d) and (e), see Fig. 5. For top views of (c) and (e), see Fig. 4b and c.

1991). In the following, they are simply referred to as diapirs. This process, which has been recently described in detail by Vendeville and Jackson (1992a,b), is a local isostatic readjustment to cover thinning.

Given the layer thickness, the density and frictional coefficient of sand, as well as the layer thickness, horizontal strain rate and viscosity of silicone putty, we can calculate the maximum shear stress at the base of the cover sand layer and the mean shear stress in the silicone layer at the onset of extension, on the platform near basement graben faults (see Appendix 2). Stress values are plotted (Fig. 7a) as a function of distance d (defined on Fig. 4) between the basement graben border fault and the most external normal faults in the sand cover. In fact, Figure 7a shows that stresses do not vary markedly in the sand layer as a function of d/T_d , but that stresses in the silicone layer decrease strongly with increasing d/T_d values. In a quantitative way, this illustrates the propagation of extension in the sedimentary cover over long distances, as a result of localized extension in the basement, when a strongly decoupling layer (salt) exists at the cover–basement interface. Because diapirs are initiated by, and localized at, sites of extension in the cover, their distribution in plan view (Fig. 4) gives a direct measure of this propagation effect in the cover. A plot (Fig. 7b) of stress ratio ($R = \tau_b/\tau_d$) against stress product $P = \tau_b\tau_d$ (see Appendix 2), shows that extension develops on a platform when the stress ratio (R) is higher than 100 and the stress product (P) is lower than 50 Pa². This demonstrates a dependence, not only on stress ratios of sand and silicone, but also on the absolute stress values.

Flow patterns within ductile layers in relation to diapirism

The distortion of initially vertical passive markers in the silicone layer portrays the basic flow pattern in the decoupling zone at the cover–basement interface (Fig. 8). Horizontal movements are of two types. At the base of the basement graben, silicone is vertically flattened and laterally extruded towards the graben border

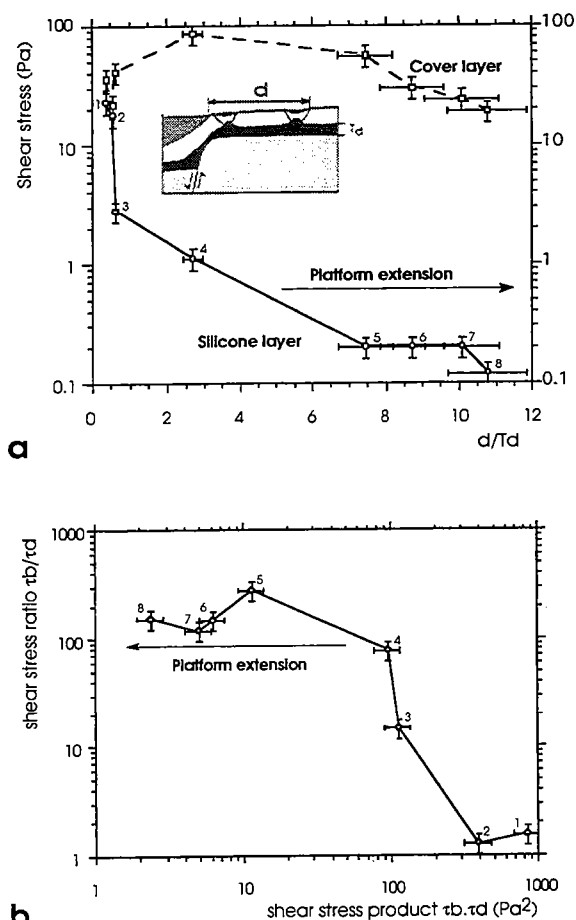


Fig. 7. Development of platform extension as a function of shear stresses in sand cover and silicone layers for eight different experiments. (a) Plot of shear stress in cover and silicone against d/T_d , where T_d is silicone thickness and d is distance between a graben border fault and the most external cover fault (see insert). (b) Plot of shear stress ratio (τ_b/τ_d) against shear stress product ($\tau_b\tau_d$), where τ_b is the maximum shear stress in the initial brittle cover (sand) and τ_d is the mean shear stress in the ductile layer (silicone). For data, see Table 1.

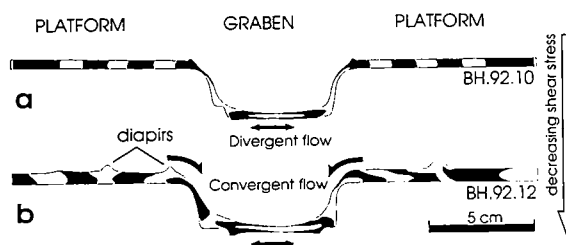


Fig. 8. Characteristic flow patterns in silicone layers, without diapirs (a) or with diapirs (b).

faults, thus defining a divergent horizontal flow (Fig. 6b–d). However, this effect reverses to slightly convergent flow at the graben base, when the ductile layer (T_d) becomes thick in relation to the brittle cover (T_b) (Fig. 6e). This slight thickening effect occurs only during the early stages of deformation. On platforms on each side of the basement graben, the ductile layer is thinned and sheared, top to the graben, defining a convergent horizontal flow (Fig. 8).

Two types of configuration are identified for diapirs initiated at basement graben borders; these diapirs are generally the most amplified ones, displaying a strongly asymmetric structural setting (Fig. 9b).

In the first type of configuration, they are bounded on the basement graben side by a flexure of the cover and graben fill, accommodated by an upwards convex (reverse) fault. On the opposite side, the cover remains flat lying. Markers in the silicone layer demonstrate a shear flow toward the basement graben. This situation is observed where several diapirs have developed outside the basement graben (e.g., Fig. 9a), i.e., where the cover is rafted towards the basement graben.

In the second type of configuration, the diapir is bounded by two growth faults revealed by wedging of the sedimentary fill. On the basement

graben side, the sedimentary fill is upwarped against the diapir flank. On the opposite side, the sedimentary fill is bent downward to form a roll-over anticline comparable with those observed in deltas (e.g., Cobbold and Szatmari, 1991). Markers in the silicone layer show that it is extruded toward the basement graben. This situation is observed when the extension is poorly developed or absent outside the basement graben (e.g., Fig. 6c).

Diapirs initiated outside the basement graben are always associated with cover rafting (Fig. 9a). The deformation of markers in the silicone layer demonstrates a nearly symmetrical inward flow at initiation. Markers take on a characteristic mushroom pattern which becomes asymmetrical with increasing extension and cover rafting. It is interesting to note that the cover remains nearly flat lying and the external shape of diapirs nearly symmetrical, whereas the flow pattern in the underlying ductile layer tends to become strongly asymmetrical.

If the brittle cover at the onset of extension is thin in comparison with the thickness of the ductile layer (Fig. 6e), the diapirs are unable to rise significantly; this yields long-wavelength anticlines (pillows) which amplify slowly during sedimentation. In this context, syn-extensional deposits display clearly onlap anticline limbs. How-

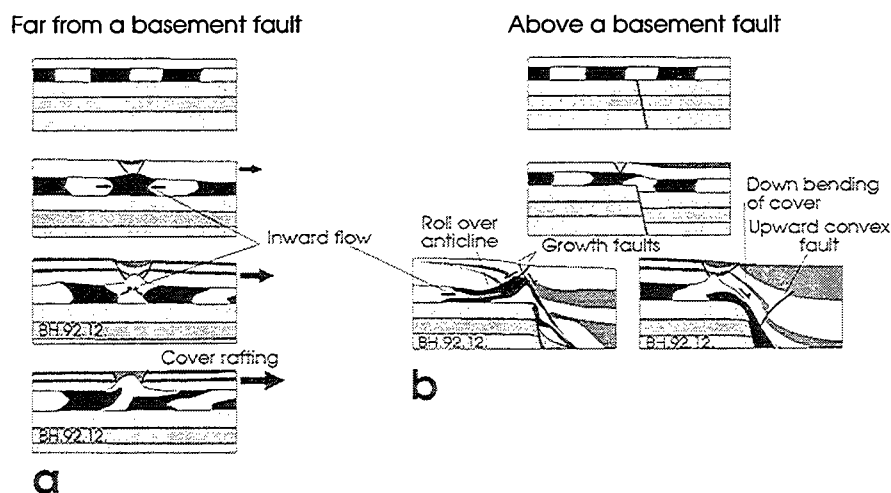


Fig. 9. Relationship of cover faulting and flow pattern in the underlying ductile layer, far from a basement fault (a), or above it (b).

ever, markers in the ductile layer exhibit mushroom shapes similar to those observed in narrow diapirs, providing evidence for vigorous eddy flow.

Discussion

The above experiments support the hypothesis of a genetic relationship between regional extension on a crustal scale and salt diapirism. They were designed to apply primarily to the geological situation observed in the southeastern North Sea basin (Central Graben and Horn Graben), where diapirs develop, not only in the immediate vicinity of basement grabens, but also at a significant distance from them, with structural trends roughly parallel to the graben border faults. But it is now clear that these models also apply to other extensional domains in the North Sea (e.g., Glückstadt Trough, Sole Pit Basin).

Relation between cover and basement extension

The experiments show that, in a simulated geological situation, where a ductile layer (e.g., salt) is interbedded between basement and sedi-

mentary cover, three types of cover extension with or without diapirism may occur:

(1) If the strength of the ductile layer is large, normal faults in the cover are directly related to basement normal faults and no diapirism is developed (Fig. 6a and b).

(2) If the strength of the ductile layer is small, the extended area in the cover is wider than in the basement, so diapirs are formed within the cover grabens (Fig. 6d and e).

(3) An intermediate type of pattern is characterized by development of diapirs only above the basement graben border faults (Fig. 6c).

The analysis of shear stress magnitude in models, at the onset of extension, shows that R (ratio between maximum shear stress within cover and mean shear stress in the ductile layer) must be larger than 10^2 to allow for cover extension outside the cover basement graben (Fig. 7b).

Among all parameters used to scale the experimental models, the viscosity of the ductile layer is the most difficult to constrain in comparable natural systems. Because the southeastern North Sea basin displays cover extension and diapirs outside basement grabens (Figs. 1 and 2), it is

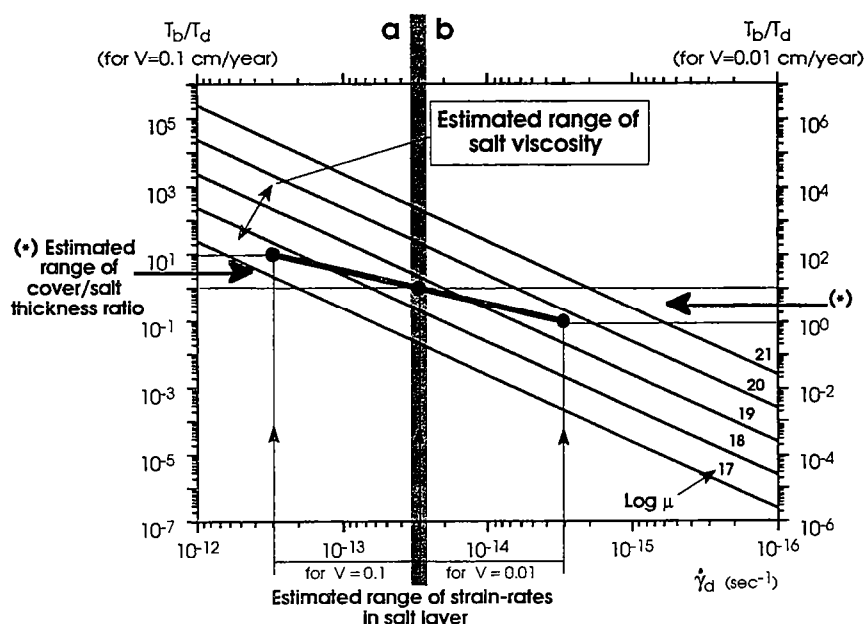


Fig. 10. Chart for estimating viscosity of salt in the southeastern North Sea. Graphs show thickness ratio (T_b/T_d) of brittle and ductile layers, as a function of strain rate ($\dot{\gamma}_d$) in salt layer, for various viscosities (μ) of salt and for velocities (V) of either 0.1 cm/yr (a) or 0.01 cm/yr (b).

possible, from the critical R value predicted by experiments, to calculate the maximum range of salt viscosity allowing such a process. Using equations of shear stress within brittle and ductile layers (see Appendix 2), the brittle-ductile thickness ratio T_b/T_d was plotted as a function of strain rate in the ductile layer $\dot{\gamma}_d$ for $R = 10^2$ and various viscosities μ of the ductile layer (Fig. 10). Two scales of the T_b/T_d ratio are represented for a horizontal velocity of cover displacement, $V = 10^{-1}$ cm/yr on the left (Fig. 10a) and $V = 10^{-2}$ cm/yr on the right (Fig. 10b). In the southeastern North Sea basin, the maximum amount of extension in the basement graben is around 10 km over a time span ranging from 40 Ma (during the Triassic) to 130 Ma (from the Triassic to Cretaceous). If we assume that cover extension is evenly distributed outside the basement graben, giving a maximum strain rate ($\dot{\gamma}$) in the salt layer, the above estimates yield mean displacement velocities (V) on each graben border platform which range between 10^{-2} and 4×10^{-3} cm/yr. However, the velocity V may have temporarily increased during extension by one order of magni-

tude. As a consequence, the diagram (Fig. 10) refers, not only to $V = 10^{-1}$ cm/yr, but also to $V = 10^{-2}$ cm/yr. Sediment cover thicknesses (T_b) at the onset of extension range between 600 and 1500 m. Initial salt thicknesses (T_d) varies from 0 to 1500 m. In this way, characteristic orders of magnitude for the thickness ratio are taken as between 1 and 10, corresponding to a mean T_b of 1000 m and T_d between 100 and 1000 m. In a 100-m-thick salt layer, a velocity V of 10^{-1} cm/yr gives a mean strain rate ($\dot{\gamma}$) of 3×10^{-13} s $^{-1}$; a velocity of 10^{-2} cm/yr yields a strain rate of 3×10^{-14} s $^{-1}$. Similarly, in a 1000-m-thick salt layer, $V = 10^{-1}$ cm/yr gives $\dot{\gamma} = 3 \times 10^{-14}$ s $^{-1}$ and $V = 10^{-2}$ cm/yr, gives $\dot{\gamma} = 3 \times 10^{-15}$ s $^{-1}$. A plot of the corresponding values (Fig. 10) shows that the maximum viscosity of salt is of the order of 5×10^{17} to 5×10^{18} Pa s for $V = 10^{-1}$ cm/yr and 5×10^{18} to 5×10^{19} Pa s for $V = 10^{-2}$ cm/yr. These orders of magnitude for salt viscosity agree with several previous estimates (see Jackson and Talbot, 1986), which have assumed that, in most cases Rayleigh–Taylor instability is the cause of diapirism.

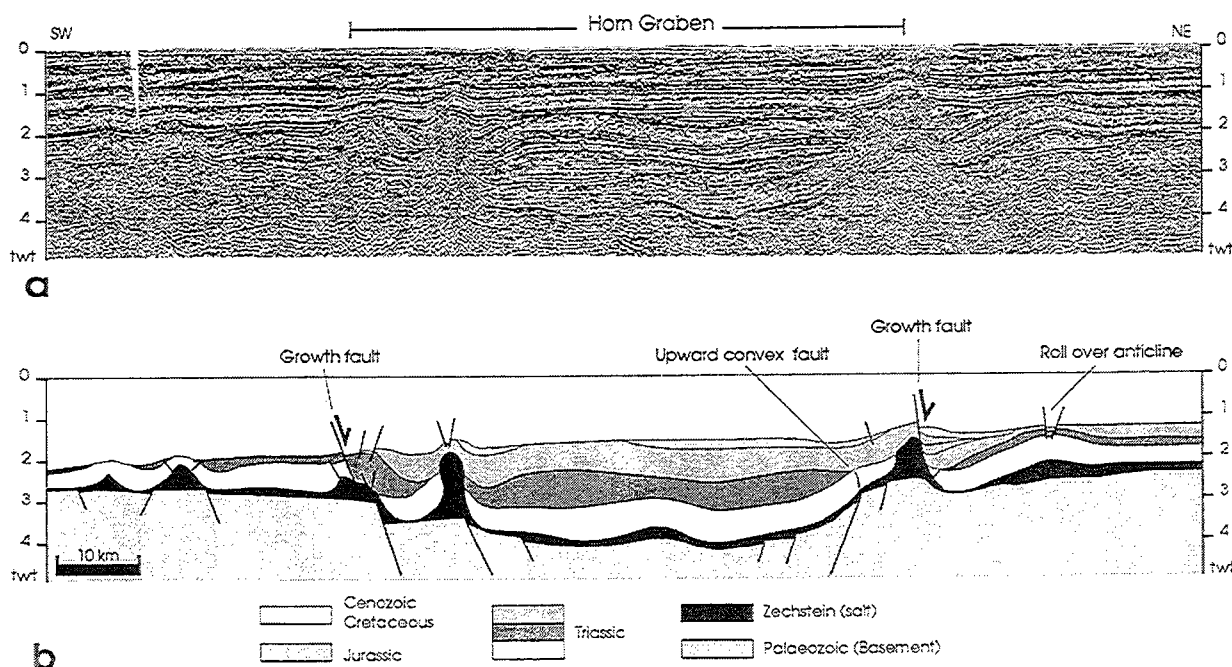


Fig. 11. Part of a regional seismic line, showing salt structures in and around the Horn Graben. (a) Migrated seismic line. (b) Geological interpretation. For location see Fig. 1. Vertical scale is in seconds (two-way travel time).

Structure of diapirs related to extension

The experiments demonstrate the coexistence of two types of extension-related diapirs, in geological environments comparable to the southeastern North Sea basin (Fig. 9). The diapirs which develop on platforms outside the graben are symmetrical, even if the horizontal flow is strongly asymmetrical. Those structures developed near basement graben border faults are strongly asymmetrical and are associated with a growth-fault type sedimentary wedge, as well as roll-over anticlines (Trusheim, 1960; Jenyon, 1985, 1986; Hospers et al., 1988; Koyi and Petersen, 1993). A cross section through the Horn graben (Fig. 11) shows both types of diapirs:

(1) The platform-type diapirs could possibly be related to moderate faulting of the underlying basement. Anyway, the extension of the basement in the platform area remains relatively weak when compared with extension and subsidence in the basement graben area. Except around diapirs themselves, the sedimentary cover is flat lying. Both the diapirs and the deformation of sedimentary cover around them follow symmetric patterns.

(2) In contrast, border-type diapirs are associated with strongly asymmetric structural patterns and differential subsidence. The eastern border diapir is bounded on the platform side by a growth fault which controls the deposition of Upper Triassic sediments on the limb of a roll-over anticline to the northeast. The existence of a growth fault dipping toward the platform indicates that cover rafting was minimal on the eastern side. In contrast, the growth fault observed on the western border dips toward the graben and is compatible with northeastward cover rafting and platform diapirism. Note that the growth fault has been inverted in the southwestern border. Finally, it is possible to extrapolate the experimental results to explain tentatively the sequential lifespans of diapirs shown on Figure 2b. The diapir furthest away from the graben continued to grow until the Jurassic. By contrast, border-type diapirs continued to rise into the Early Cretaceous. Experiments have shown that silicone flow is extremely dependent on strain rate

for a given silicone viscosity and velocity of extension. In nature, strain rate depends on salt thickness too, which decreases westward in Dutch Graben (Fig. 2b), and is proportional to extension in time, therefore reducing diapir lifetimes from graben to platform.

Conclusions

The experiments presented in this paper lead to the following conclusions:

(1) Crustal-scale extension is a realistic mechanism for explaining both the location and timing of salt diapirism.

(2) Two types of diapirs can be distinguished: those directly related to normal faults below salt layers, which are characterised by asymmetrical structural settings, and those called here platform diapirs, which develop at a distance from basement normal faults and which, in contrast, have symmetric structural settings.

(3) Platform diapirs develop when the ratio of maximum shear stress in the brittle cover and mean shear stress in the salt layer is higher than 10^2 . They are associated with cover rafting toward zones of strong extension in the basement (e.g., basement graben).

(4) Salt flow patterns combine inward flow within diapirs and horizontal flow from platform toward basement graben.

(5) The experimental results apply to salt diapirism in the southeastern North Sea basin and in particular to the Dutch and Horn grabens. They predict a maximum salt viscosity of the order of 5×10^{17} – 5×10^{19} Pa s.

Acknowledgements

Financial support was provided by ELF Aquitaine. We thank ELF Petroland, Nopec and Geco-Prakla for the authorisation to publish this work and to use the seismic line shown on Figure 11. Special thanks are due to Sylvie Le Douaran, Patrick Unternehr (ELF Petroland) and Jean-Paul Richert (ELF Aquitaine Production) for advice and comments, to Jean Jacques Kermarrec (Geosciences Rennes) for indispensable technical assistance, to Ian Davison and Hemin Koyi for constructive review and to M. Carpenter for improvement of the manuscript.

Appendix 1

Temperature dependence of silicone putty viscosity

The silicone putty used in experiments (Silbione: pate "gomme 70009"—Rhône Poulenc, France) is a Newtonian material whose viscosity is strongly temperature dependent (Battagay, 1984). Viscosity measurements in the temperature range 3.7–43.0°C (Fig. 12) show that viscosity changes are insignificant above 30°C. Therefore, experiments were carried out under thermostatic control at $30 \pm 1^\circ\text{C}$, reducing not only viscosity variations due to temperature fluctuation but also

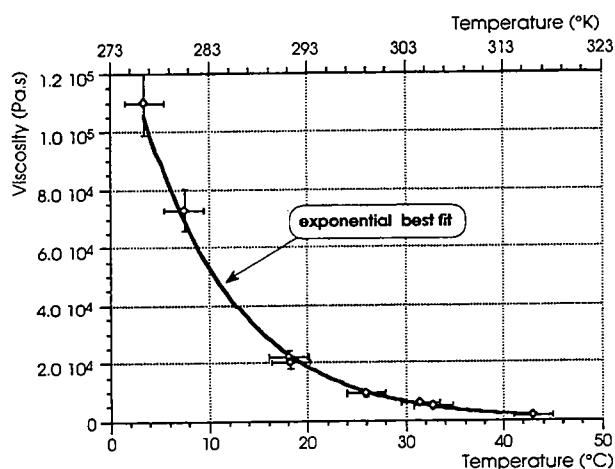


Fig. 12. Viscosity of Silbione silicone putty as a function of temperature.

run duration by a factor 3 in comparison with normal room temperature ($18 \pm 1^\circ\text{C}$).

Assuming that viscosity depends on temperature according to the Arrhenius relation:

$$\mu = \mu_0 \exp \frac{-Q}{RT} \quad (1)$$

where R is the universal gas constant ($8.34 \text{ J K}^{-1} \text{ mol}^{-1}$), T is the absolute temperature (in K), μ_0 is the viscosity at infinite temperature (in Pa s), and Q the activation energy (in J mol^{-1}).

From the Silbione data shown on Figure 12, an exponential best fit gives:

$$\mu_0 = 3.8 \times 10^{-8} \text{ Pa s and } Q = 65.4 \times 10^3 \text{ J mol}^{-1}$$

Appendix 2

Strength profiles

The strength of brittle layers can be derived from the Coulomb criterion:

$$\tau = c + \phi \sigma \quad (2)$$

where τ is the shear stress, σ the normal stress, c the cohesion and ϕ the frictional coefficient. Following Byerlee (1978), c ranges between 0 and 5 MPa and ϕ ranges between 0.6 and 0.85 for a wide range of upper crustal rock type during brittle deformation. In the upper part of the crust (for $\sigma_n < 2 \text{ kbar}$) the cohesion is negligible. The Fontainebleau sand used for experiments has a negligible cohesion and a frictional coefficient ranging from 0.5 to 0.8. A mean value $\phi = 0.58$ for the friction coefficient in brittle layers (Krantz,

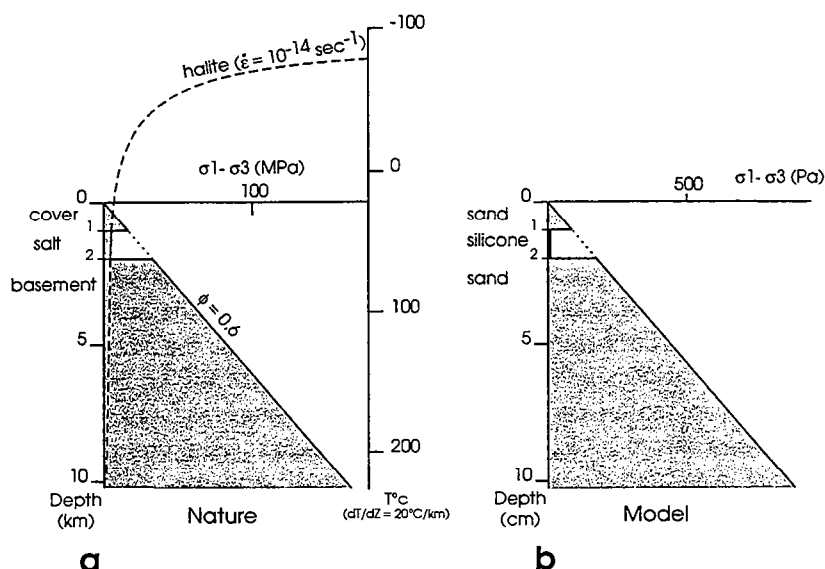


Fig. 13. Extensional strength profiles, in nature (a), modified from Davis and Engelder (1985) and in experiment (b). For explanation, see text.

TABLE 1

Model parameters

Model reference	Applied velocity (cm/h)	T_b (cm)	T_d (cm)	d (cm)	τ_b max (Pa)	τ_d mean (Pa)	Figure reference	Ref. No. in Fig. 7
BH.92.09	10.0	0.4	0.5	0.2	36	23.0	6a	1
BH.92.08	10.0	0.3	0.6	0.3	23	18.0		2
BH.92.10	1.0	0.5	0.4	0.3	41	2.8	6b	3
BH.92.19	0.1	1.0	0.1	0.3	82	1.0	4a	4
BH.92.20	0.1	0.7	0.6	4.0	56	0.2	4b,5a,6c	5
BH.92.13	0.1	0.4	0.6	5.0	30	0.2		6
BH.92.12	0.1	0.3	0.6	6.0	24	0.2	5b,6d	7
BH.92.21	0.1	0.2	0.9	10	19	0.1	4c,5c,6e	8

T_b = thickness of brittle cover (sand); T_d = thickness of ductile layer (silicone); d = distance between basement fault and the most external cover fault (see Fig. 4); τ_b and τ_d = shear stresses in brittle and ductile layers.

1991; Martinod, 1991). At the base of a brittle layer of thickness T_b and density ρ , the vertical normal stress is:

$$\sigma = \rho g T_b \quad (3)$$

where g is the acceleration due to gravity. From the Mohr circle, one can obtain the following relations:

$$\sigma_f = \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} + \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \cos 2\alpha \quad (4)$$

$$\tau_f = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \sin 2\alpha \quad (5)$$

$$\tau_f = \tan \psi \sigma_f \quad (6)$$

$$2\alpha = \frac{\pi}{2} + \psi \quad (7)$$

where σ_1 and σ_3 are the maximum and minimum principal stresses, σ_f is the normal stress on the fault, τ_f the shear stress on the fault, ψ the angle of internal friction which is related to the friction coefficient ϕ , by:

$$\phi = \tan \psi \quad (8)$$

From eqns. 4–7, we obtain (Jaeger and Cook, 1979):

$$\sigma_3 = - \left(\frac{\sin \psi - 1}{\sin \psi + 1} \right) \sigma_1 \quad (9)$$

for $\phi = 0.58$, $\psi = 30^\circ$ and $\sigma_3 = 1/3 \sigma_1$.

Because in extension $\sigma = \sigma_1$, the maximum strength of the sand layer is:

$$\sigma_1 - \sigma_3 = (2/3) \rho g T_b \quad (10)$$

which gives a strength of 15 MPa at the base of a sedimentary cover 1000 m thick in nature with $\rho = 2300 \text{ kg/m}^3$ and 48 Pa for a sand layer 0.5 cm thick in the model with $\rho = 1500 \text{ kg/m}^3$ (cf. Fig. 13).

Even at shallow depth, salt does not obey the Coulomb criterion, but has viscous behaviour which depends on strain rate and temperature. On the basis of experimental data (Carter and Hansen, 1983), at shallow depths (1–2 km), and with geological strain rates (10^{-14} s^{-1}) and geothermal gradients (20–35°C/km), the strength of salt should be in the range 0.1–1 MPa—i.e., one or two orders of magnitude

smaller than the strength of the overlying brittle sedimentary cover.

In the silicone layer the shear stress is:

$$\tau = \mu V / T_d \quad (11)$$

where T_d is the thickness, μ is the viscosity and V is the velocity of horizontal displacement of the upper sand layer at the onset of extension. With $T_d = 0.5 \text{ cm}$, $\mu = 8 \times 10^3 \text{ Pa s}$ and $V = 0.05 \text{ cm/h}$ the strength is 0.44 Pa—i.e., two orders of magnitude smaller than the maximum strength of a sand layer 0.5 cm thick.

Figure 13a shows the theoretical strength profile predicted for a salt layer 1 km thick at a depth of 1.0 km for a strain rate $\dot{\epsilon} = 10^{-14} \text{ s}^{-1}$ assuming a frictional coefficient of 0.6 for both sedimentary cover and basement, and a mean temperature gradient $dT/dZ = 20^\circ\text{C/km}$ (Davis and Engelder, 1985).

Figure 13b shows the strength profile of the corresponding laboratory model. Since many uncertainties remain not only on salt rheology, frictional coefficient of sand and strain rate, but also on the thickness of initial cover and salt layer, a series of experiments were performed to investigate the effects of variations of strength profile on deformation. Because the viscosity of silicone putty is kept constant, the strength variations, of the silicone layer are obtained through variations of strain rate, which is controlled by the displacement velocity applied at the basal boundaries of the model (cf. Fig. 3). The displacement velocities were varied from 0.1 to 10 cm/h by means of a screw jack (Fig. 3), powered by a computer-controlled stepping motor; this allowed coverage of two orders of magnitude of strain rate.

Table 1 gives the physical parameters used in the experiments. Mean shear stress in the silicone layer and maximum shear stress at the base of the sand cover are indicated.

References

- Allemand, P. and Brun, J.P., 1991. Width of continental rifts and rheological layering of the lithosphere. *Tectonophysics*, 188: 63–69.

- Biot, M.A. and Odé, H., 1965. Theory of gravity instability with variable overburden and compaction. *Geophysics*, 30: 213–227.
- Battegay, G., 1984. Mise au point d'une technique de viscosimétrie d'un matériau analogique (silicone) utilisé en modélisation expérimentale. D.E.A., Univ. de Paris XI, 18 pp.
- Byerlee, J., 1978. Friction of rocks. *Pure Appl. Geophys.*, 116: 615–626.
- Carter, N.L. and Hansen, F.D., 1983. Creep of rocksalt. *Tectonophysics*, 92: 275–333.
- Carter, N.L., Hansen, F.D. and Senseny, P.E., 1982. Stress magnitudes in natural rock salt. *J. Geophys. Res.*, 87: 9289–9300.
- Cobbold, P.R. and Szatmari, P., 1991. Radial gravitational gliding on passive margins. *Tectonophysics*, 188: 249–289.
- Cobbold, P.R., Rossello, E. and Vendeville, B., 1989. Some experiments on interacting sedimentation and deformation above salt horizons. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3: 453–460.
- Danes, Z.F., 1964. Mathematical formulation of salt-dome dynamics. *Geophysics*, 29: 414–424.
- Davis, D.M. and Engelder, T., 1985. The role of salt in fold-and-thrust belts. *Tectonophysics*, 119: 67–88.
- Davy, P., 1986. Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. *Mém. Doc. CAESS Rennes* 8, 233 pp.
- Davy, P. and Cobbold, P.R., 1991. Experiments on shortening of a 4-layer model of continental lithosphere. *Tectonophysics*, 188: 1–25.
- Faugère, E. and Brun, J.P., 1984. Modélisation expérimentale de la distention continentale. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 299 (II): 365–370.
- Heybroek, P., 1974. Explanation to tectonic maps of the Netherlands. *Geol. Mijnbouw*, 53: 43–50.
- Heybroek, P., 1975. On the structure of the Dutch part of the Central North Sea Graben. In: A.W. Woodland (Editor), *Petroleum of the Continental Shelf of North-west Europe*. Inst. of Petroleum, London, pp. 339–349.
- Heybroek, P., Haanstra, U. and Erdman, D., 1967. Observations on the geology of the North Sea area. *Proc. 7th World Petr. Congr.*, Vol. 2, pp. 905–916.
- Hospers, J., Rathore, J.S., Feng Jianhua, Finnstrøm, E.G. and Holthe, J., 1988. Salt tectonics in the Norwegian–Danish Basin. *Tectonophysics*, 149: 35–60.
- Jackson, M.P.A. and Talbot, C.J., 1986. External shapes, strain rates, and dynamics of salt structures. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 97: 305–323.
- Jackson, M.P.A. and Talbot, C.J., 1991. A glossary of salt tectonics. *Bur. Econ. Geol.*, Univ. Texas Austin 91, 44 pp.
- Jeager, J.C. and Cook, N.G.W., 1979. *Fundamentals of Rock Mechanics*. Chapman and Hall, London, 3rd ed., 593 pp.
- Jenyon, M.K., 1985. Fault-associated salt flow and mass movement. *J. Geol. Soc. London*, 142: 547–553.
- Jenyon, M.K., 1986. *Salt Tectonics*. Elsevier, London, 191 pp.
- Koyi, H. and Petersen, K., 1993. Influence of basement faults on the development of salt structures in the Danish Basin. *Mar. Pet. Geol.*, 10: 82–95.
- Krantz, R.W., 1991. Measurements of friction coefficients and cohesion for faulting and fault reactivation in laboratory models using sand and sand mixtures. *Tectonophysics*, 188: 203–207.
- Martinod, J., 1991. Instabilités périodiques de la lithosphère. *Mém. Doc. CAESS Rennes* 44, 283 pp.
- Nettleton, L.L., 1934. Fluid mechanics of salt domes. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 18: 1175–1204.
- Ramberg, H., 1981. *Gravity, Deformation and the Earth's Crust*. Academic Press, London, 2nd ed., 452 pp.
- Schmeling, H., 1987. On the relation between initial conditions and late stages of Rayleigh–Taylor instabilities. *Tectonophysics*, 133: 65–80.
- Trusheim, F., 1960. Mechanism of salt migration in northern Germany. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 44: 1519–1540.
- Vejbæk, O.V., 1990. The Horn Graben, and its relationship to Oslo Graben and the Danish Basin. *Tectonophysics*, 178: 29–49.
- Vendeville, B.C., 1988. Modèles expérimentaux de fracturation de la couverture contrôlée par des failles normales dans le socle. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 307 (II): 1013–1019.
- Vendeville, B.C. and Jackson, M.P.A., 1992a. The rise of diapirs during thin-skinned extension. *Mar. Pet. Geol.*, 9: 331–353.
- Vendeville, B.C. and Jackson, M.P.A., 1992b. The fall of diapirs during thin-skinned extension. *Mar. Pet. Geol.*, 9: 354–371.
- Vendeville, B.C., Cobbold, P.R., Davy, P., Brun, J.-P. and Choukroune, P., 1987. Physical models of extensional tectonics at various scales. In: M.P. Coward, J.F. Dewey and P.L. Hancock (Editors), *Continental Extensional Tectonics*. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 28: 95–107.
- Weijermars, R., Jackson, M.P.A. and Vendeville, B., 1993. Rheological and tectonic modeling of salt provinces. *Tectonophysics*, 217: 143–174.
- Woidt, W.-D., 1978. Finite element calculations applied to salt dome analysis. *Tectonophysics*, 50: 369–386.
- Ziegler, P.A., 1975. North Sea Basin history in the tectonic framework of North-Western Europe. In: A.W. Woodland (Editors), *Petroleum of the Continental Shelf of North-west Europe*. Inst. of Petroleum, London, pp. 131–148.
- Ziegler, P.A. and Van Hoorn, B., 1990. Evolution of the North Sea rift system. In: A.J. Tankard and H.R. Balkwill (Editors), *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins*. *Am. Ass. Pet. Geol. Mem.*, pp. 471–500.
- Ziegler, W.H., 1975. Outline of the geological history of the North Sea. In: A.W. Woodland (Editors), *Petroleum of the Continental Shelf of North-west Europe*. Inst. of Petroleum, London, pp. 165–187.

IV.3) Discussion - Conclusions.

Nous suggérons que les périodes d'extension déclenchent des épisodes diapiriques dans le bassin salifère méridional de la Mer du Nord. Certains auteurs expliquent la formation des diapirs de sel par un mécanisme (de Rayleigh Taylor) purement gravitaire. Mais il est de plus en plus admis que les diapirs sont associés suivant les cas à des glissements gravitaires (Vendeville, 1987 ; Cobbold & Szatmari, 1991 ; Vendeville & Jackson, 1992a & b), à des irrégularités de sédimentation (Cobbold & al., 1989), ou sont reliés directement au fonctionnement d'une faille de socle (Jenyon, 1985 ; Vendeville, 1987 ; Koyi & Petersen, 1993). L'idée que l'extension crustale puisse générer des diapirs de sel loin des limites du graben est nouvelle et commence à être développée (voir aussi Jackson & Vendeville (1994) dont les conclusions rejoignent les nôtres).

Nous avons montré deux grabens seulement dans cet article, faute de données, mais les lignes sismiques que nous avons pu examiner du "Glückstadt Trough" semblent montrer une forte dépendance entre les diapirs de plate-forme et le graben crustal. Dans ce graben, le socle sous les diapirs semble ne pas montrer de failles. Ici, l'écoulement de la couche de sel vers le graben crustal est une hypothèse importante dans l'initiation des diapirs.

Cette approche de l'extension avec niveau de décollement nous informe que, pendant l'extension, des diapirs peuvent se développer sur les plates-formes d'un graben, sur ses bordures et à l'intérieur de celui-ci. Ceci nous incite à considérer les diapirs comme des éléments structuraux pouvant jouer un rôle important pendant l'inversion.

CHAPITRE V) L'inversion des grabens : exemple naturel et modélisations analogiques.

V.1) Introduction.

Ce chapitre présente l'ensemble de l'évolution de notre approche de l'inversion d'un graben à travers la modélisation analogique.

Le "Broad Fourteens Basin" a servi de guide au développement d'expériences analogiques de l'inversion d'un graben. L'article présenté est le résultat d'un aller-retour entre les données (essentiellement sismiques) et les modélisations analogiques. Les données permettent de calibrer les modèles, qui nous amènent à mieux comprendre les données.

Nous présentons d'abord l'inversion d'un graben simple, uniquement fragile, ensuite celle d'un graben avec niveau de décollement proche de la surface, pour enfin terminer par l'influence des diapirs pendant l'inversion.

V.2) "Graben inversion in nature and experiments".

V.2.1) Résumé.

L'inversion d'un graben d'échelle crustale est ici étudiée à travers des expériences de laboratoire sur des modèles à petite échelle, dimensionnés à partir des données sismiques de l'industrie pétrolière provenant du Sud de la Mer du nord.

Deux configurations simples ont été considérées. D'abord, à la fois socle et couverture sont "fragiles" sans décollement entre les deux. Ensuite, le socle et la couverture sont séparés par une couche ductile de faible résistance (i.e. sel), qui permet le décollement de la couverture pendant l'extension et la compression - inversion. Ce second cas est beaucoup plus compliqué et peut produire une grande variété de structures géologiques. Les expériences ont été réalisées sur des modèles fragile/ductile, avec du sable représentant les couches fragiles (socle et couverture sédimentaire), et de la gomme de silicone représentant le niveau de décollement entre socle et couverture. Une tentative de classification mécanique des structures d'inversion est ici proposée.

Les effets des paramètres importants comme l'obliquité entre la direction de raccourcissement et les failles normales, les profils de résistance, la présence/absence de diapirs de sel ont été examinés. Les résultats expérimentaux sont comparés à des exemples naturels et en particulier au Sud de la Mer du Nord.

V.2.2) Article.

Article sous presse à *Tectonics*.

GRABEN INVERSION IN NATURE AND EXPERIMENTS

J.- P. BRUN & T. NALPAS

Géosciences Rennes, UPR 4661 du CNRS,
Université de Rennes I, Campus de Beaulieu,
35042 Rennes cedex, France

Abstract. The inversion of crustal-scale basement grabens is studied here through laboratory experiments on small-scale models and available oil industry seismic lines from the southern North Sea. Two basic configurations are considered. Firstly, both the basement and the sedimentary cover are brittle, and inversion does not involve any potential décollement between them. Secondly, the basement and sedimentary cover are separated by a weak ductile layer (e. g. salt), which can allow décollement of the cover during both extension and later compression and inversion. The second case is more complicated and can lead to a large variety of geological structures.

Laboratory experiments were carried out on brittle-ductile models built with sand to represent brittle layers (basement and sedimentary cover), and silicone putty to simulate the décollement layer between basement and cover. A mechanically based classification of inversion structures is proposed.

The effects of some crucial parameters are investigated, including obliquity between the direction of shortening and normal faults, as well as strength profiles, and the presence/absence of salt diapirs. Experimental results are compared with field examples, in particular from the southern North Sea.

INTRODUCTION

Up to now, most of the theoretical or experimental studies on basin inversion have considered the orthogonal compression of elementary extensional fault patterns such as simple listric normal fault or tilted blocks (e. g.: Koopman et al., 1989 ; McClay, 1989 ; Buchanan and McClay, 1991 ; McClay and Buchanan, 1992), or graben created with a non-deformable rigid basement (Koopman et al., 1989 ; Mitra and Islam, 1994). However, in an area as large as the North Sea where bulk finite stretching has remained moderate, it is clear that most of the individual tectonic units correspond to crustal scale grabens - e. g. Viking Graben, Witch Ground Graben, Central Graben, Horn Graben, Sole Pit Basin, Broad Fourteens Basin... Therefore, the understanding of basin inversion in the North Sea consists, at a first order level of analysis, of understanding the mechanics of graben inversion.

In the present study, the Broad Fourteens Basin, which is one of the most remarkable examples of an inverted graben in the southern North Sea, is used to address some of the basic mechanical problems which commonly occur in inverted grabens. Laboratory experiments on sand-silicone models are used to explore and discuss three different types of mechanical control: (1) the obliquity between graben and compression, (2) the presence of a décollement layer between cover and basement, and (3) the presence of salt diapirs.

A NATURAL EXAMPLE : THE BROAD FOURTEENS BASIN (SOUTHERN NORTH SEA)

The Broad Fourteens Basin is a graben, roughly 45 km wide and 120 km long, which trends NW-SE and cuts across the southern border of the Southern Permian Salt Basin of the North Sea (Fig. 1).

This graben results from a long-lived and discontinuous extensional history, starting in the Middle Triassic and ending in the Early Cretaceous, which has been described in detail by a number of authors (for reviews see : Heybroek, 1975 ; Bodenhausen & Ott, 1981 ; Ziegler, 1982, 1990 ; Van Adrichem Boogaret, 1983 ; Van Wijhe, 1987a & b ; Burgers & Mulder, 1991 ; Dronkers and Mrozek, 1991 ; Roelofsen & De Boer, 1991 ; Huyghe, 1992).

An early major inversion event occurred in the Broad Fourteens Basin during Late Cretaceous times. Compressional structures started to develop during the Turonian in the northwest and during the Coniacian in the southeast (Huyghe, 1992). Late Cretaceous compression ceased during the Maastrichtian.

From southeast to northwest, three domains can be recognized :

- At the southeastern end of the graben, the Zechstein salt is missing between the syn-extension sedimentary cover (from base Lower Triassic to base Upper Cretaceous) and the Pre-Zechstein basement (Fig. 2d). The section line AA' (Fig. 2a), which crosses the southeastern domain, shows a complex system of normal faults with some of them being inverted. All faults are steeply dipping and most of them cut across both pre-Permian basement and Mesozoic cover. The existence of several flower-like structures, developed during Late Cretaceous inversion, suggests that compression is not perpendicular to the faults and involves a strike-slip component. Previous studies based on 3D seismics show dextral "en échelon" folds, developed during oblique Cretaceous compression, on the southeastern border of the graben (Roelofsen & De Boer, 1991).

- In the middle part of the graben, the present-day thickness of the Zechstein salt layer is never very great (0-400 m). Section line BB' (Fig. 2b), which crosses this part of the graben, shows that normal and reverse faults in the sedimentary cover are not directly connected to basement faults. The sedimentary cover is smoothly bent above basement faults and slightly

thrusting onto the graben platforms. This suggests, especially in the middle and northern part of the section, that the salt layer decouples the cover from the basement during both extension and compression. The thrusting of the graben infill onto the platforms during Late Cretaceous inversion is facilitated where salt is present and where the sedimentary cover is thin - i. e. the amount of thrusting onto the platform, at the northeastern end of the section, is greater than in the southwest.

- At the northwestern end of the graben, the present-day thickness of the Zechstein salt layer ranges from 400 to more than 600 m, and numerous salt diapirs are present (Fig. 2d). On cross-section CC' (Fig. 2c), the sedimentary cover is bent at the scale of the graben, and is clearly decoupled from the basement. The Zechstein salt gives rise to diapirs within the graben and possibly outside the normal faults on the basement graben border. Moreover, the well-developed thrust onto the southern platform during the Late Cretaceous inversion suggests that the thrust fault may correspond to a preexisting salt wall sitting along the graben border fault which was sheared during compression.

During inversion, the syn-extension sedimentary units filling the graben are uplifted and strongly eroded. The estimation of erosion was carried out using maturation modelling calibrated against vitrinite reflectance, which increases with temperature and depth, and the sonic velocity of the lower Triassic shale, which increases with depth and compaction (Trichon and Lescoeur, 1992). This estimation is used to draw a contour map (Fig. 2d). Because the erosion surface is clearly horizontal (see the unconformity at 1 secTWT on section BB', Fig. 2b), the contour map of erosion also gives an indirect view of the minimum uplift. Note that most the reverse faults identified in the sedimentary cover are located along the borders of the uplifted domain. To the north and in the middle part of the graben, where the Zechstein salt is present, the reverse faults are located along the strongest erosion gradients. It is also noteworthy that the zone of maximum erosion (>2,000m) is oblique to the NW-SE graben axis, traversing the graben from one border fault in the NW to the other in the SE.

Structural maps and cross-sections of the Broad Fourteens Basin illustrate the rôle of a décollement layer during graben inversion. Faults are steep and cut across the basement-cover interface when salt is missing at the base of the sedimentary cover. Thrust faults with shallower dips develop in the cover along the graben borders when the salt layer is present. The existence of flower-like structures (Fig. 2a) and the obliquity of the zone of maximum uplift (Fig. 2d) strongly suggest that compression is not perpendicular to the graben.

TECHNIQUES OF SMALL-SCALE MODELLING

The Laboratory experiments presented in this paper aim to explore some of the mechanisms involved in the inversion of a crustal-scale grabens such as the Broad Fourteens Basin. These mechanisms are related to :

- (1) Obliquity between the graben trend and the direction of compression.
- (2) The presence of a décollement layer between cover and basement.
- (3) The presence of salt diapirs in the sedimentary cover.

The modelling techniques are similar to those conventionally used for experiments on brittle-ductile systems at the Laboratory of Experimental Tectonics of the Géosciences Department, (Rennes University) whose general principles have been described in several previous papers (e. g. Faugère and Brun, 1984 ; Vendeville et al., 1987 ; Davy and Cobbold, 1991). Brittle basement and sedimentary cover are represented by sand with a mean friction coefficient Φ of 0.58. Salt has a ductile behavior which is represented by Newtonian silicone putty with a viscosity μ of 8×10^3 Pa s at 30°C (see Nalpas and Brun, 1993 ; appendix 1).

The experimental apparatus is composed of a fixed and rigid basal plate over which a thin mobile plate is pulled or pushed at a constant rate (Fig. 3). The boundary of the mobile plate induces an asymmetric velocity discontinuity (VD) at the base of the model (cf. Allemand et al. 1989 ; Tron and Brun, 1991).

Two procedures of model building were employed. To study the effects of obliquity α between the direction of compression and the graben, the model consists of a single slab of sand made of horizontal layers of different colours. Basement and cover are coupled and have the same mechanical properties (Fig. 3a). To study the effects of a potential décollement between basement and cover, the model is composed of three-layer system made up of a sand basement and a sand cover separated by a layer of silicone putty (Fig. 3b).

The relative thicknesses of brittle basement, as well as the ductile and brittle cover were chosen to simulate geological situations comparable at a first order to those observed in the southern North Sea. Because the width of the graben developing within the basement, above the basal velocity discontinuity, is a direct function of the sand layer thickness (Allemand and Brun 1991), the initial thickness of the sand cover is fixed accordingly. To obtain a wider graben in some experiments, a narrow layer of silicone putty was placed above the velocity discontinuity (Fig. 3b).

A detailed discussion of model scaling, in particular concerning strength profiles, is given in Nalpas and Brun (1993, Appendix 2).

OBLIQUE INVERSION OF A GRABEN IN A PURELY BRITTLE SYSTEM

All experiments are run in two steps (Fig. 3a). First, extension is applied perpendicular to the basal velocity discontinuity, giving rise to a cylindrical graben, accompanied by synchronous sedimentation of sand within the graben and on its lateral platforms. The amount of extension is 1.0 cm for a graben width of 5.0 cm, which corresponds to a bulk extension of 20%. At the end of extension, a thin horizontal layer of black sand is sprinkled onto the model surface to visualize the effects of later compression in cross-section. In addition, a thin white sand grid is deposited onto the model surface to visualize the horizontal displacements along faults during compression. Secondly, compression is applied at an angle α to the graben trend, with α varying from 0° to 90° by steps of 15° , thus producing a set of seven experiments. For $\alpha > 30^\circ$, the amount of shortening perpendicular to the basal velocity discontinuity is 1.0 cm, a value which is equivalent to the amount of extension ; and for $\alpha < 30^\circ$, the amount of shortening is lower than the amount of extension.

Since faulting in a sand layer is independent of displacement rate, an arbitrary velocity of 1.0 cm/h is chosen which is suitable for carrying out synchronous sedimentation. Photographs of the model surface are taken at regular time intervals to study the development of structures. At the end of the experiment, the top surface of the model is covered with dry sand to protect the final topography, then wetted and cut serially into sections perpendicular to VD in order to study the internal structures.

The three cross-sections shown in Fig. 4 illustrate the structural effects of oblique compression of a graben within a purely brittle system. For $\alpha = 90^\circ$, the early normal faults show no sign of reactivation, the graben infill is slightly uplifted and newly-formed reversed faults develop outside the graben (Fig. 4a). For $\alpha = 45^\circ$, the early normal faults are barely reactivated, the graben fill is uplifted and newly-formed reversed faults develop at a slightly steeper dip than for $\alpha = 90^\circ$ (Fig. 4b). For $\alpha = 15^\circ$, the early normal faults are reactivated and pass upward into reverse faults giving an upward convex shape to the graben border faults. In the case of lower α angles, the graben fill is uplifted. Only incipient and steeply dipping reverse faults are developed in the basement (Fig. 4c). When normal faults are not reactivated at high α values, the slight uplift of the graben infill may be the result of a recovery of fault dilatency, without visible displacement on early normal faults in cross-section.

On figure 4, the mean dip of normal and reverse faults is plotted as a function of α . The dip of normal faults is regular, around a mean value of 70° . The dip of reverse faults varies from 30° to 40° . Early normal faults start to reactivate around an α value of 45° . For higher α values, the shortening is mostly accommodated by the newly-formed reverse faults. The fact that the dip of reverse faults does not significantly vary for α values down to 45° suggests that the oblique displacement is partitioned as nearly pure thrusting on the newly-formed reverse faults and nearly pure strike-slip along the early normal faults.

From $\alpha = 45^\circ$, and for decreasing α values, the newly-formed reverse faults show increased dip and decreased throw, totally disappearing for $\alpha < 15^\circ$.

This set of simple experiments shows that steeply dipping normal faults can only be reactivated in compression if the direction of compression is strongly oblique to the fault trend. For a friction coefficient $\Phi = 0.58$, and in the absence of fluid pressure, reactivation starts at $\alpha = 45^\circ$ but graben inversion becomes really significant for $\alpha < 30^\circ$. These conclusions meet those obtained by theoretical analyses of fault reactivation (Sibson, 1985 ; Letouzey, 1990 ; Sassi & al., 1993). This should be borne in mind for seismic interpretations, especially when only 2D sections are available. It is noteworthy that in several recent contributions to the understanding of basin inversion (e.g. Cooper & al., 1989 ; Buchanan & Buchanan, 1993), the problem of oblique inversion has generally been overlooked.

OBLIQUE INVERSION OF A GRABEN IN A SYSTEM INVOLVING A COVER DÉCOLLEMENT

Graben structure with and without cover salt diapirs

The apparatus and model structure are pictured in Fig. 3b (upper diagram, for extension only). The extensional displacement is applied at the base of the lower sand layer, perpendicular to VD, in order to generate a graben. Sedimentation of fresh sand onto the model surface is carried out continuously for short runs (9 minutes) and at regular time intervals (1 - 2 hrs) for long runs (24 hours), so as to maintain a horizontal upper surface. The silicone layer contains vertical passive markers whose deformation illustrates bulk flow patterns within the layers. These experiments have been described in detail by Nalpas and Brun (1993). It is nevertheless necessary to summarize the two end-member patterns of cover extension that occur (Fig. 5).

The first pattern is characterised by a cover deformation localized within the graben (Fig. 5a). Graben border faults in the basement are accommodated by two types of normal fault in the sedimentary cover. External faults are planar and dip toward the graben, whereas internal faults are upward convex and pass from normal at depth to reverse near the surface (see also Vendeville, 1988). It is important to note that these upward convex faults develop during extension and not compression. They are due to the flexuration of both brittle cover and graben fill.

The second pattern is characterised by cover extension which extends outside the basement graben (Fig. 5b and 6). The silicone layer here acts as a décollement between basement and cover, which transfers the basement extension horizontally onto the graben platforms. A variable number of small grabens develop in the brittle cover parallel to the basement graben faults (Fig. 6a). Their deepening during extension and rafting of the cover

toward the graben is accompanied by an uprise of the underlying silicone, leading to the formation of salt diapir walls.

Given the sand layer thickness T_b (defined on Fig. 5b), the density and frictional coefficient of sand, as well as the layer thickness, horizontal strain-rate and viscosity of silicone putty, it is possible to calculate the maximum shear stress at the base of the cover sand layer (τ_b) and the mean shear stress in the silicone layer at the onset of extension (τ_d) on the platform near the basement graben faults. On Fig. 5, stress values are plotted as a function of the distance d between the basement graben border fault and the most external normal fault in the sand cover (see on Fig. 5b). In fact, figure 5 shows that stresses do not vary markedly in the sand layer as a function of d/T_d , but that stresses in the silicone layer decrease strongly with increasing d/T_d ratio. Stress analysis shows that, when the stress ratio $R = \tau_b/\tau_d$ is higher than 100, extension occurs on the platform (For more details see Nalpas and Brun, 1993).

According to these results, two types of experiments were carried out to study oblique compression of a graben involving décollement of the cover : the first type with $R < 100$, to study only the effects of the décollement layer during inversion and, the second type with $R > 100$, to study the effects of cover diapirs during inversion.

Inversion of a graben without cover salt diapirs

The experimental apparatus and model are shown in figure 3b (upper diagram). The velocity of extension V_e ($V_e = 0.5$ cm/h) is chosen with $R < 100$, in order to obtain a cover deformation localized within the graben. The amount of extension is 1.5 cm, for a graben width of 10 cm, giving a mean stretching value of 15%. The choice of velocity of compression V_c ($V_c = 1$ cm/h) means that the deformation remains localized within the graben borders. As in the previous set of experiments, a series of seven experiments was carried out with α varying from 0° to 90° by steps of 15° . The bulk displacement perpendicular to VD is 1.5 cm, for experiments with α values of 30° - 90° , but lower for α values less than 30° .

The cross-sections presented in Fig. 7 illustrate the two main types of structural pattern obtained in this set of experiments. For $\alpha = 75^\circ$, the early normal faults in both basement and cover show no sign of reactivation, while the graben infill is slightly uplifted (Fig. 7a). Newly formed reversed faults develop in the basement outside the graben, similar to those shown in Fig. 4, as well as in the cover. In all experiments with α values greater than 45° , the reverse faults in the cover initiate at the base of the preexisting cover normal faults, where the cover sand layer is at its thinnest, but the normal faults themselves are not reactivated. For $\alpha = 30^\circ$, the early cover normal faults are clearly reactivated and the graben fill is uplifted (Fig. 7b). In all experiments with α less lower than 45° , basement normal faults show no clear evidence of

reactivation, but the early normal faults within the cover are clearly reactivated. At α less than 60° , strike-slip faults develop on the model surface inside the graben sand cover with an obliquity of 45° on the graben borders faults, whatever the value of α (Fig. 8a).

The existence of a decollement layer at the base of the cover gives faulting patterns (Fig.7) which is significantly different from those observed in the previous set of experiments with a coherent interface between cover and basement (Fig.6). Figure 9 shows that normal faults are steeper in the basement than in the cover and that, on the contrary, reverse faults are steeper in the cover than in the basement. However, the dips of both normal and reverse faults in the basement are comparable to those observed in the previous set of experiments (Fig. 4) and the zone of newly formed reverse faults in both cover and basement does not overlap with the zone of normal fault reactivation. The main difference occurs in the decoupled cover, where normal fault dips range from 55° to 65° and the reverse fault dips from 35° to 40° (Fig. 7). The reactivation of normal faults starts at $\alpha = 45^\circ$ - 60° . In the reactivated normal fault zone, the existence of strike-slip faults trending oblique to the graben borders indicates a deformation partitioning effect that is never observed when the cover remains coupled to the basement.

In experiments where the cover is decoupled from the basement, the development of strike-slip faults in the cover, oblique to the graben borders, exemplifies a mode of deformation partitioning different from that observed in the previous set of experiments where the entire model is brittle. Sinistral strike-slip faults cut the cover and overlying graben fill into rhomboidal blocks which rotate in a dextral sense around a vertical axis (Fig. 8b). These vertical faults exhibit a vertical offset whose sense reverses on either side of the graben, so the blocks show uplift of their two opposite obtuse corners. The strike-slip faults join the thrust faults at these corners. In the underlying décollement layer, this faulting pattern is accommodated by an horizontal shear component parallel to the graben trend which reverses on either sides of the graben (See flat arrows on fig. 8b).

Due to the existence of strike-slip faults within the graben which are oblique to the borders, the boundary thrust faults develop with an irregular pattern, showing variations throw along strike.

Inversion of a graben with cover salt diapirs

In experiments with $R > 100$, the grabens are associated with cover décollement and the development of two types of diapirs : those located along the graben borders and those located on the graben platforms.

For the purpose of the present study the procedure used for the previous experiments was slightly modified to obtain a wider graben (see apparatus and model on figure 3b, lower diagram). A velocity of extension $V_e = 0.25$ cm/h was chosen to respect $R > 100$. The total amount of extension is 2.5 cm which, for an initial graben width of 14.5 cm, gives a mean extension of 17% at the scale of the graben. The velocity of compression ($V_c = 1.0$ cm/h) is

similar to the previous experiments. The total amount of shortening measured perpendicular to the graben is 2.0 cm and the obliquity of compression is $\alpha = 30^\circ$. The internal structure of the grabens which develop in this type of experiment is composed (from right to left on figures 10a and b) of a major listric normal fault, a large tilted block and a narrow graben; the whole structure thus corresponds to a roll-over anticline accommodated by an extrados graben. Two types of synchronous sedimentation were tested, homogeneous both in the graben and on the platforms (Fig. 10a) or localized within the extrados graben and above the tilted block (Fig. 10b).

Homogeneous sedimentation (Fig. 10a) favours the development of border diapirs whereas platform diapirs remain only incipient. As in narrow grabens (Figs. 5a and b), vertical markers in the silicone show that horizontal flow related to extension is divergent from the graben axis. During oblique compression, the deformation is localized on the graben borders (Fig. 10). A surface view of the model shows that the master listric fault which controls the graben development is reactivated predominantly by strike-slip displacement. The cross-section also shows that a short-cut reverse fault accommodates part of the shortening in the footwall of the master listric fault (right hand side of the graben on Fig. 10a). On the opposite limb of the graben, a border diapir which developed during extension is strongly sheared, allowing the thrusting of the graben fill onto the platform (left border of the graben on Fig. 10b).

Sedimentation localized within the graben (Fig. 10b) favours the development of numerous small diapirs in the platform cover, since the lack of sedimentation on the platforms maintains a constant strength in the cover, in contrast with the previous experiment. The existence of two sedimentation depocentres within the graben modifies the flow pattern within the ductile layer in relation to the development of an anticline at the graben axis. During compression, the model surface shows that strike-slip displacements are localized along the graben borders. As in the previous experiment, the master listric border fault is reactivated predominantly as a strike-slip fault, whereas a short-cut reverse fault in the footwall accommodates most of the shortening component perpendicular to the graben. On the platforms, the diapirs/walls initiated during extension are squeezed, thus giving rise to "pop-up" type compressional structures above some of them. The model surface shows that the shortening of diapirs walls acts nearly perpendicularly to the graben trend.

These experiments demonstrate that cover diapirs have a strong influence on the development of compressional structures during inversion. They control the location of deformation in the cover, thus enhancing the effects of deformation partitioning to accommodate oblique compression. Most of the strike-slip component of the deformation is taken up along the graben border faults, and the shortening component perpendicular to the graben trend is accommodated by shortcut reverse faults in platform basement, as well as by squeezing of diapirs/walls in the platform cover producing "pop-up" type structures.

It is interesting to compare the graben boundary thrust of figure 10a, which develops by shearing of a diapir, with the southwestern end of section CC' across the Broad Fourteens Basin (Fig. 2c). This comparison strongly suggests that a border diapir, in this area of thick Zechstein salt, has favoured the location and development of the thrust fault.

CONCLUSIONS - DISCUSSION.

The present experimental investigation of graben inversion leads to the following conclusions.

(1) Upper crust grabens delimited by high-angle normal faults - with mean dips around 60° - are inverted according two different patterns as a function of the obliquity α between the direction of compression and the graben trend. For $\alpha > 45^\circ$, normal faults are reactivated in strike-slip mode whereas shortening perpendicular to the normal faults is only accomodated by newly formed reverse faults whose dip progressively increases with decreasing α . For $\alpha < 45^\circ$ normal faults are reactivated in oblique slip mode and the role of newly formed reverse faults progressively diminishes with decreasing α .

In other terms, the inversion of a graben by the reactivation of steeply dipping border faults implies that the direction of compression has an obliquity to the graben trend which is less than 45° . In the case of the Broad Fourteens Basin, the direction of shortening trends roughly N-S, thus giving an obliquity of 30° - 40° to the graben trend. Considering the southern end of the graben where the cover remains coupled to the basement (Fig. 2a), this obliquity is in good agreement with the prediction of the experiments. The section AA' (Fig 2a) shows examples of steep basement normal faults which pass upward into steep reverse faults. According to the experiments, these faults have been reactivated in an oblique slip mode.

(2) The existence of a superficial décollement significantly modifies the deformation pattern in the sedimentary cover. In particular, thrust faults develop at low angles in the cover and are localized at graben borders, enabling the upthrusting of graben fill onto the graben platform. This is illustrated by the central and northern parts of the Broad Fourteens Basin, where the Zechstein salt decouples the Lower Mesozoic cover from the pre-Permian basement (Figs 2b and c). None or very few reverse faults develop within the graben fill in areas where normal faults remain unreactivated.

(3) Where salt diapirs occur within the sedimentary cover, they are preferential sites for thrust fault development. This is particularly the case for salt diapirs and salt walls situated in the cover along the graben borders. This is well seen at the northern end of the Broad Fourteens Basin (Fig. 2). It is interesting to note that salt diapirs that are located within the graben show

no sign of compression, whereas thrust faults are well developed a short distance away along the graben border (Fig. 2c).

(4) Oblique compression of a graben delimited by steep normal faults gives several types of deformation partitioning. At $\alpha > 45^\circ$, basement normal faults are predominantly reactivated as strike-slip faults, whereas newly formed thrust faults accommodate the shortening perpendicular to the graben. At $\alpha < 45^\circ$, basement normal faults are reactivated in oblique reverse slip mode. When the cover is decoupled from the basement by a décollement, the deformation is partitioned in the cover as thrust faults along the graben borders and strike-slip faults within the graben trending oblique to the graben borders. Although, this partitioning pattern is obtained in many of the present experiments, it has never to our knowledge been described in natural examples. It is very likely that this type of structure could be discovered in the future. Finally a last effect of partitioning occurs on the graben platforms in cases where cover salt walls and salt ridges parallel to the graben are shortened perpendicular to their trend; this occurs even when the compression axis is at a low angle to the graben trend.

ACKNOWLEDGEMENTS.

Financial support was provided by ELF Aquitaine Production and ELF Petroland. We thank ELF Petroland for authorisation to publish this work and to use the subsurface data presented in Figure 2. Special thanks are due to Sylvie Le Douaran, Patrick Unternehr (ELF Petroland) and Jean-Paul Richert (ELF Aquitaine Production) for advice and comments as well as Jean Jacques Kermarrec (Geosciences Rennes) for valuable technical assistance and M. Carpenter for improving the English.

REFERENCES.

- Allemand, P., Brun, J.-P., Davy, P., Van Den Driessche, J., 1989. Symétrie et asymétrie des rifts et mécanismes d'amincissement de la lithosphère. *Bull. Soc. Géol. France*, 3: 445-451.
- Bodenhausen, J.W.A., Ott, W.F., 1981. Habitat of the Rijswijk Oil Province, Onshore, The Netherlands. In: (Eds), *Petroleum Geology of the Continental Shelf of North-West Europe*. Institute of Petroleum, London, pp. 301-309.
- Buchanan, J.G., Buchanan, P.G., 1993. *An International Conference on Basin Inversion*. Oxford, 1993.

Buchanan, P.G., McClay, K.R., 1991. Sandbox Experiments of Inverted Listric and Planar Fault System. *Tectonophysics*, 188: 97-115.

Burgers, W.F.J., Mulder, G.G., 1991. Aspects of the Late Jurassic and Cretaceous history of The Netherlands. *Geologie en Mijnbouw*, 70: 347-354.

Cooper, M.A., Williams, G.D., 1989. *Inversion Tectonics*. Geological Society Special Publication, Oxford, 375.

Davy, P., Cobbold, P.R., 1991. Experiments on shortening of a 4-layer model of continental lithosphere. *Tectonophysics*, 188: 1-25.

Dronkers, A.J., Mrozek, F.J., 1991. Inverted basins of The Netherlands. *First Break*, 9: 409-425.

Faugère, E., Brun, J.P., 1984. Modélisation expérimentale de la distension continentale. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 299: 365-370.

Heybroek, P., 1975. On the structure of the Dutch part of the Central North Sea Graben. In: A. W. Woodland (Eds), *Petroleum of the Continental Shelf of North-west Europe*. Inst. of Petroleum, London, pp. 339-349.

Huyghe, P., 1992. Enregistrement sédimentaire des déformations intraplaques : l'exemple de l'inversion structurale d'un bassin de la Mer du Nord. Thèse d'Université, Université Joseph Fourier - Grenoble I.

Koopman, A., Speksnijder, A., Horsfield, W.T., 1987. Sandbox Model Studies of Inversion Tectonic. *Tectonophysics*, 137: 379-388.

Letouzey, J., 1990. Fault reactivation, inversion and fold-thrust belt. In: J. Letouzey (Eds), *Petroleum and tectonic in Mobile belts*. Technip, Paris, pp. 101-128.

McClay, K.R., 1989. Analogue Models of Inversion Tectonic. *Geol. Soc. Spec. Pub.*, 44: 41-59.

McClay, K.R., Buchanan, P.G., 1992. Thrusts Faults in Inverted Extensional Basin. In: K. R. M. Clay (Eds), *Thrust Tectonic*. Chapman & Hall, London, pp. 93-104.

Mitra, S., Islam, Q.T., 1994. Experimental (clay) models of inversion structures. *Tectonophysics*, 230: 211-222.

Nalpas, T., Brun, J.-P., 1993. Salt flow and diapirism related to extension at crustal scale. *Tectonophysics*, 228: 349-362.

Roelofsen, J.W., De Boer, W.D., 1991. Geology of the Lower Cretaceous Q/1 oil-fields, Broad Fourteens Basin, The Netherlands. In: A. M. Spencer (Eds), *Generation, accumulation, and production of Europe's hydrocarbons*. Oxford University Press, Oxford, pp. 203-216.

Sassi, W., Colletta, B., Balé, P., Paquereau, T., 1993. Modelling of structural complexity in sedimentary basins: the role of pre-existing faults in thrust tectonics. *Tectonophysics*, 226: 97-112.

Sibson, R.H., 1985. A note on fault reactivation. *Journal of Structural Geology*, 7: 751-754.

Trichon, H., Lescœur, M., 1992. Maturation dans le "Broad Fourteens Basin". Rapport interne Elf Petroland.

Van Adrichem Boogaert, H.A., Burgers, W.F., 1983. The development of the Zechstein in The Netherlands. *Geologie en Mijnbouw*, 62: 83-92.

Van Wijhe, D.H., 1987a. Structural evolution of inverted basins in the Dutch offshore. *Tectonophysics*, 137: 171-219.

Van Wijhe, D.H., 1987b. The structural evolution of the Broad Fourteens Basin. In: J. Brooks, K. Glennie (Eds), *Petroleum Geology of North West Europe*. Graham & Trotman, pp. 315-323.

Vendeville, B., Cobbold, P.R., Davy, P., Brun, J.P., Choukroune, P., 1987. Physical models of extensional tectonics at various scales. In: M. P. Coward, J. F. Dewey, P. L. Hancock (Eds), *Continental extension tectonics*. Geol. Soc. Spec. Publ., London, pp. 95-107.

Ziegler, P.A., 1982. Geological Atlas of Western and Central Europe. in Ziegler, P.A., Eds. (Shell internationale Maatschappij B. V., The Hague, 1982), pp. 130.

Ziegler, P.A., 1990. Geological Atlas of Western and Central Europe. in Ziegler, P.A., Eds. (Shell internationale Maatschappij B. V., The Hague, 1990), pp. 239.

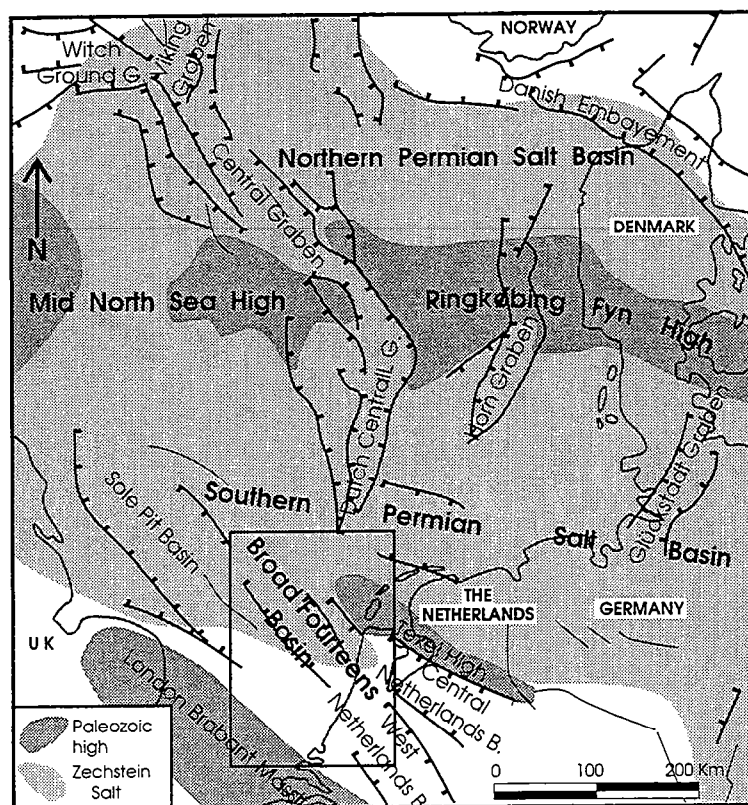


Figure 1 - Location of the Mesozoic Broad Fourteens Basin in the southern North Sea (Netherlands offshore sector).

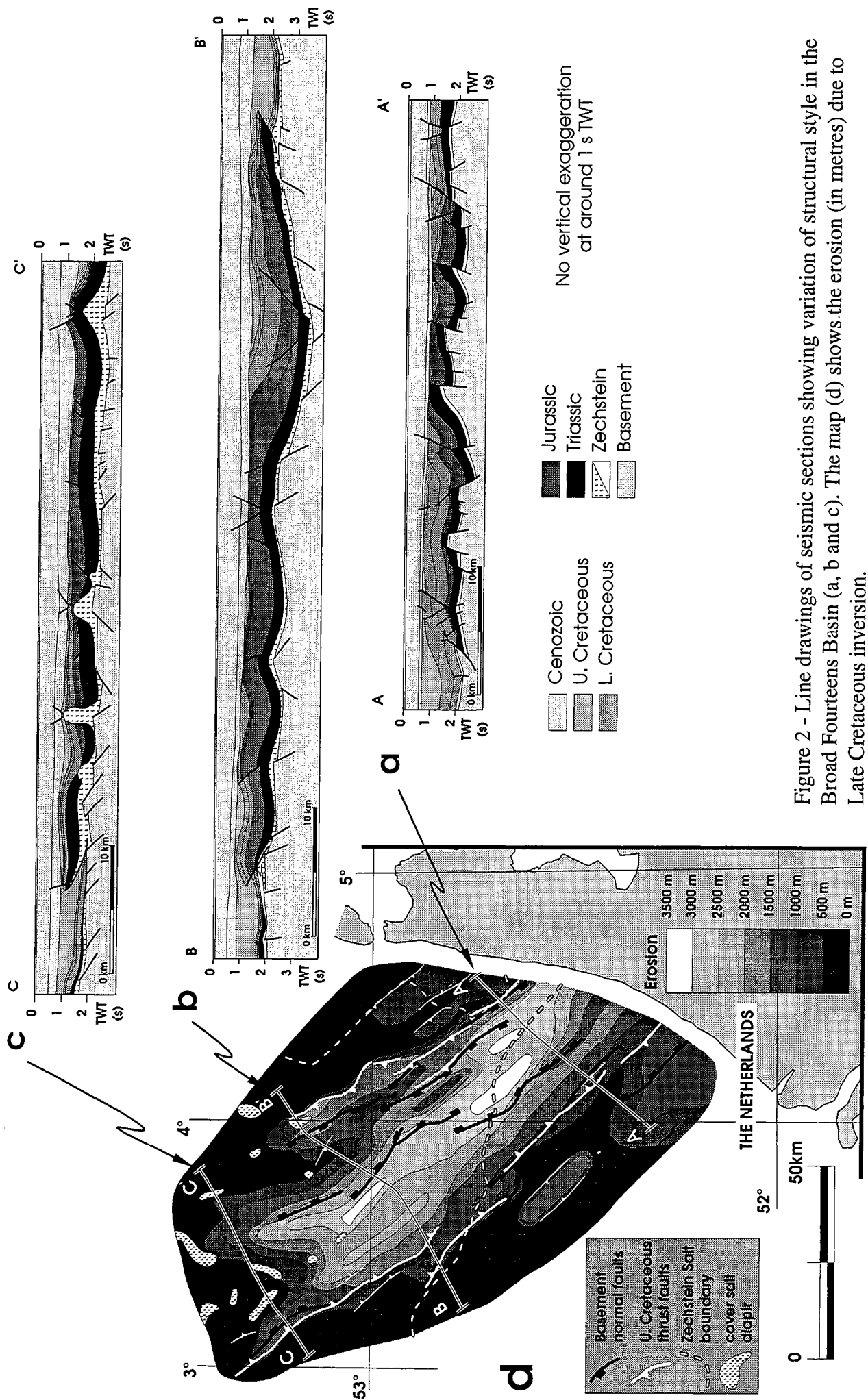


Figure 2 - Line drawings of seismic sections showing variation of structural style in the Broad Fourteens Basin (a, b and c). The map (d) shows the erosion (in metres) due to Late Cretaceous inversion.

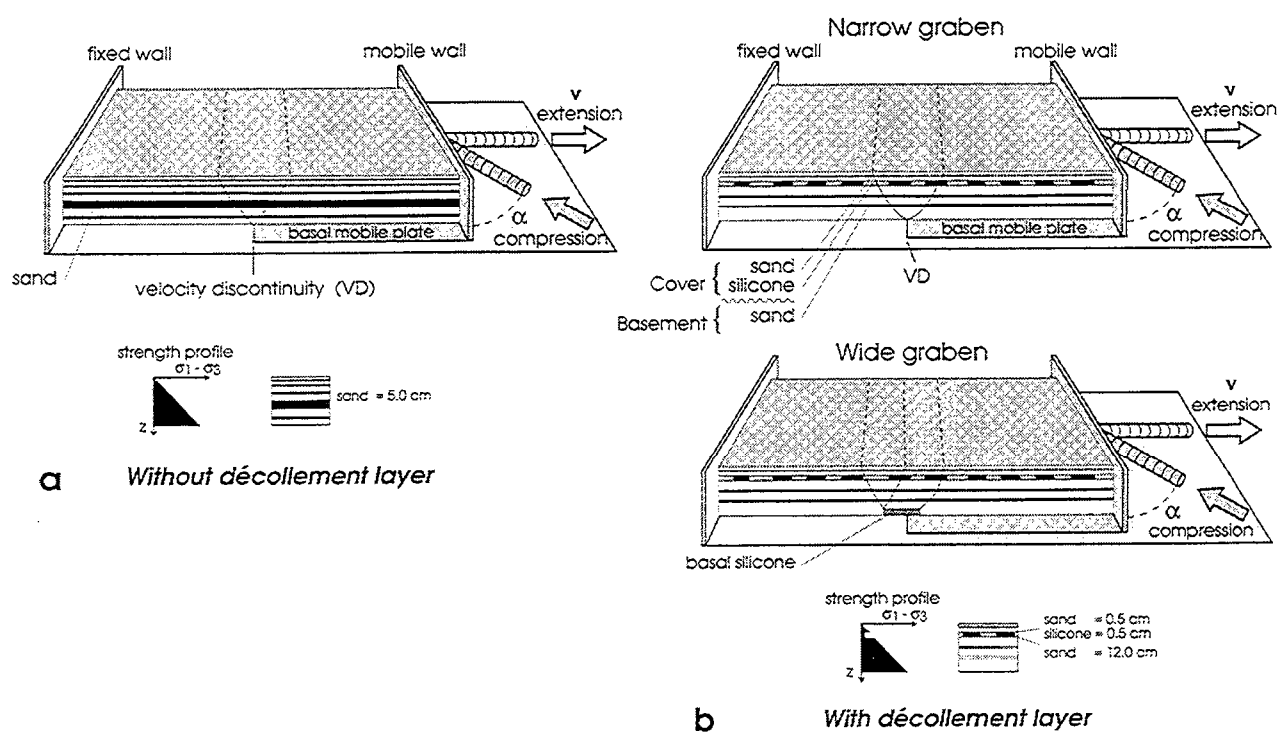


Figure 3 - Experimental apparatus used for (a) type-1 models (sand only) and (b) type-2 models (sand and silicone). See text for details.

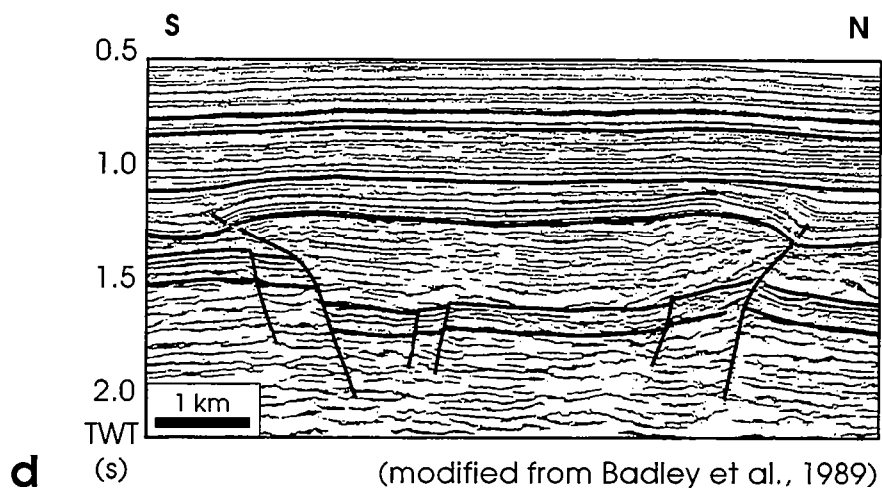
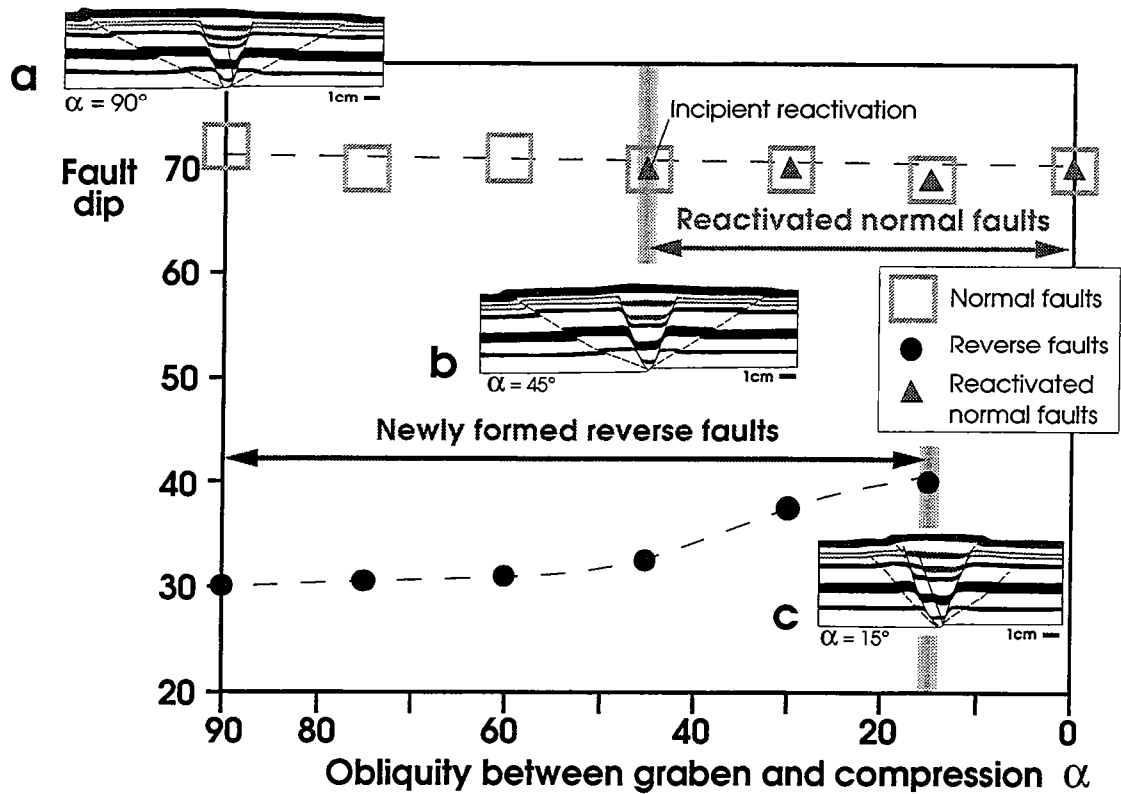


Figure 4 - Diagram showing the mean dip of normal and reverse faults as a function of the obliquity α between the compression and graben trend, within an entirely brittle system. a, b and c show cross-sections of models for $\alpha = 90^\circ$, 45° and 15° ; d example of inverted graben comparable to figure 4c from the Sole Pit Basin (redrawn after Badley et al., 1989, Fig.5).

Shear stress (Pa)

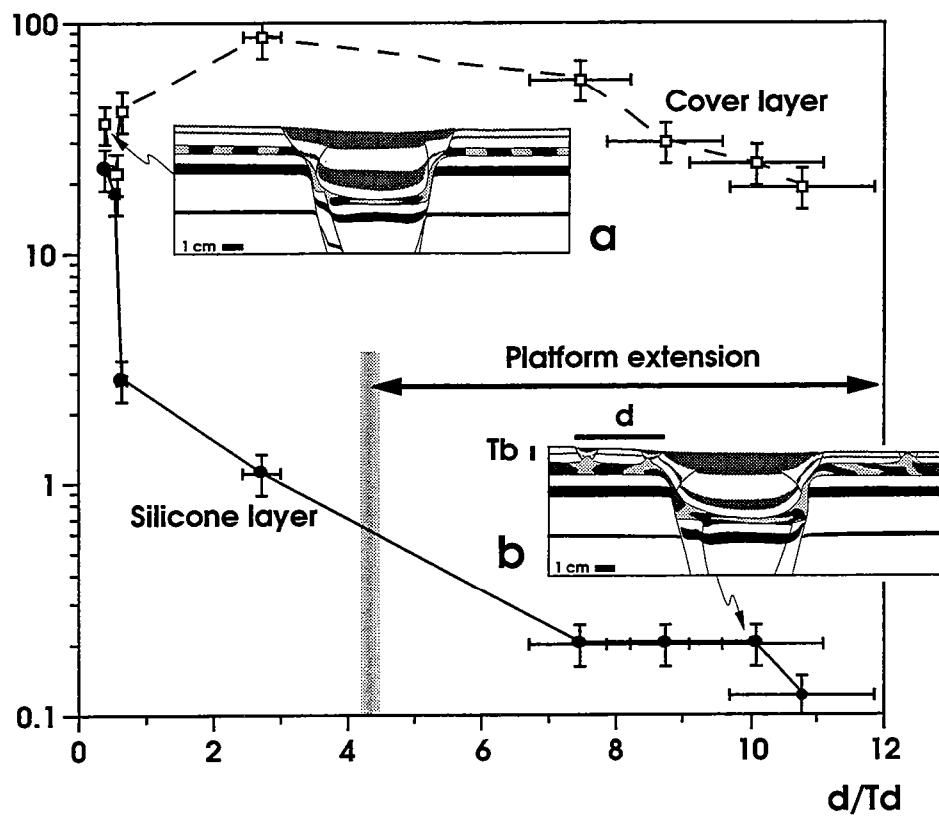


Figure 5 - Development of platform extension as a function of shear stresses in sand cover and silicone layers. Plot of shear stress in cover and silicone as a function of d/T_d , where T_d is silicone thickness and d is distance between a graben border fault and the most external cover fault. Insert cross-sections illustrate experiments (a) without platform diapirs, (b) with platform diapirs (Modified after Nalpas and Brun, 1993).

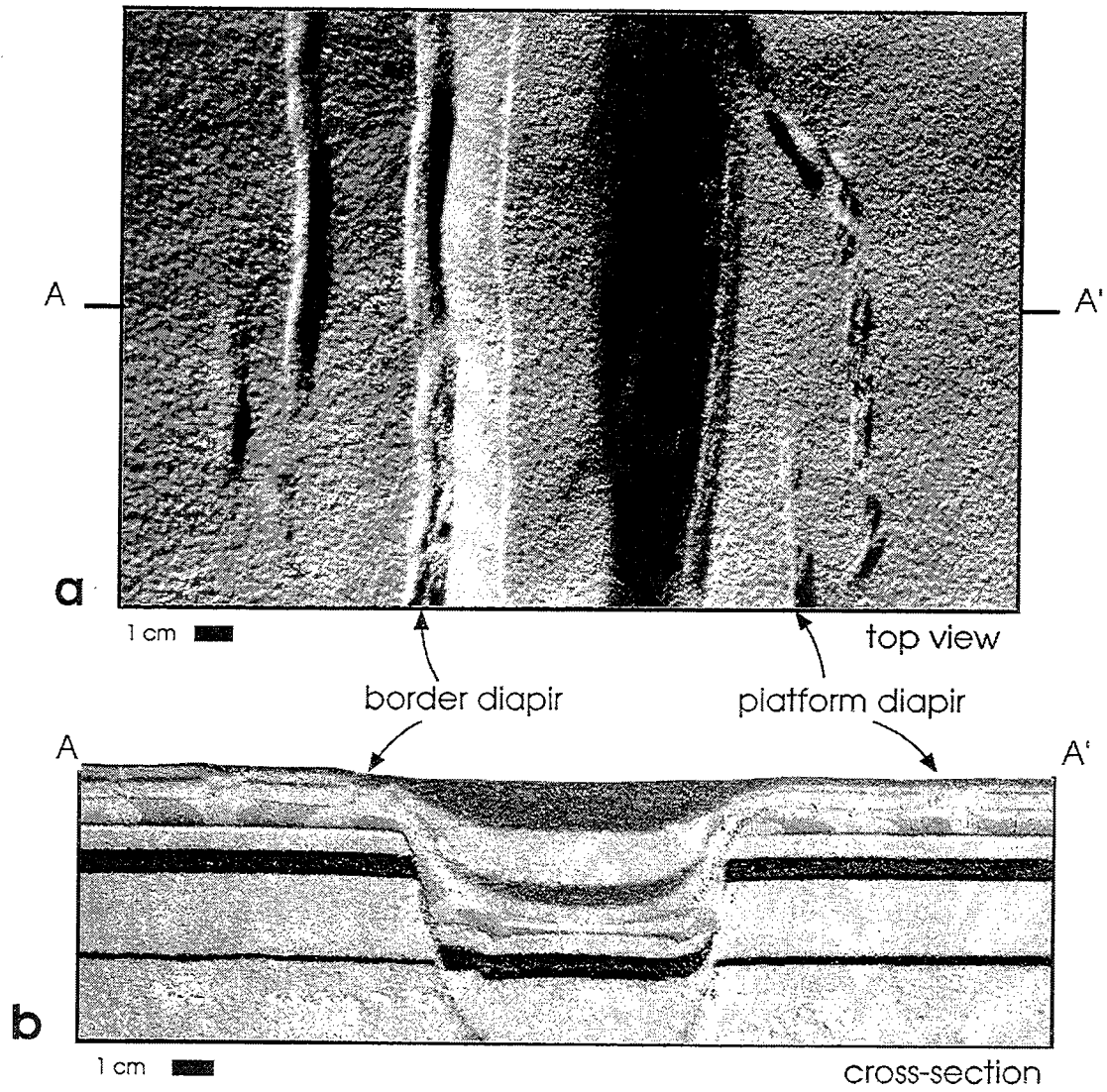


Figure 6 - Top view (a) and cross-section (b) of a graben with border and platform diapirs.

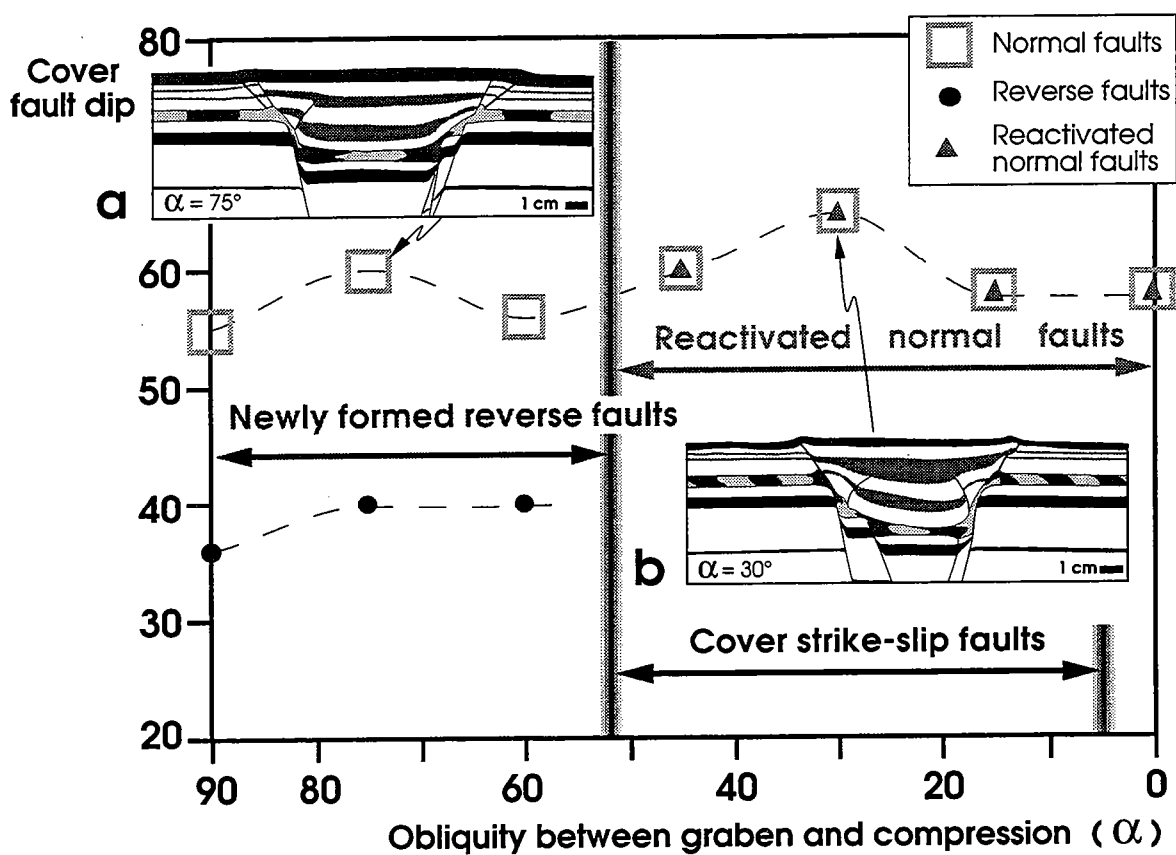


Figure 7 - Diagram showing the mean dip of normal and reverse faults plotted as a function of the obliquity α between the compression and graben trend, within a system involving décollement of the cover. a and b show cross sections of models for $\alpha = 75^\circ$ and 30° .

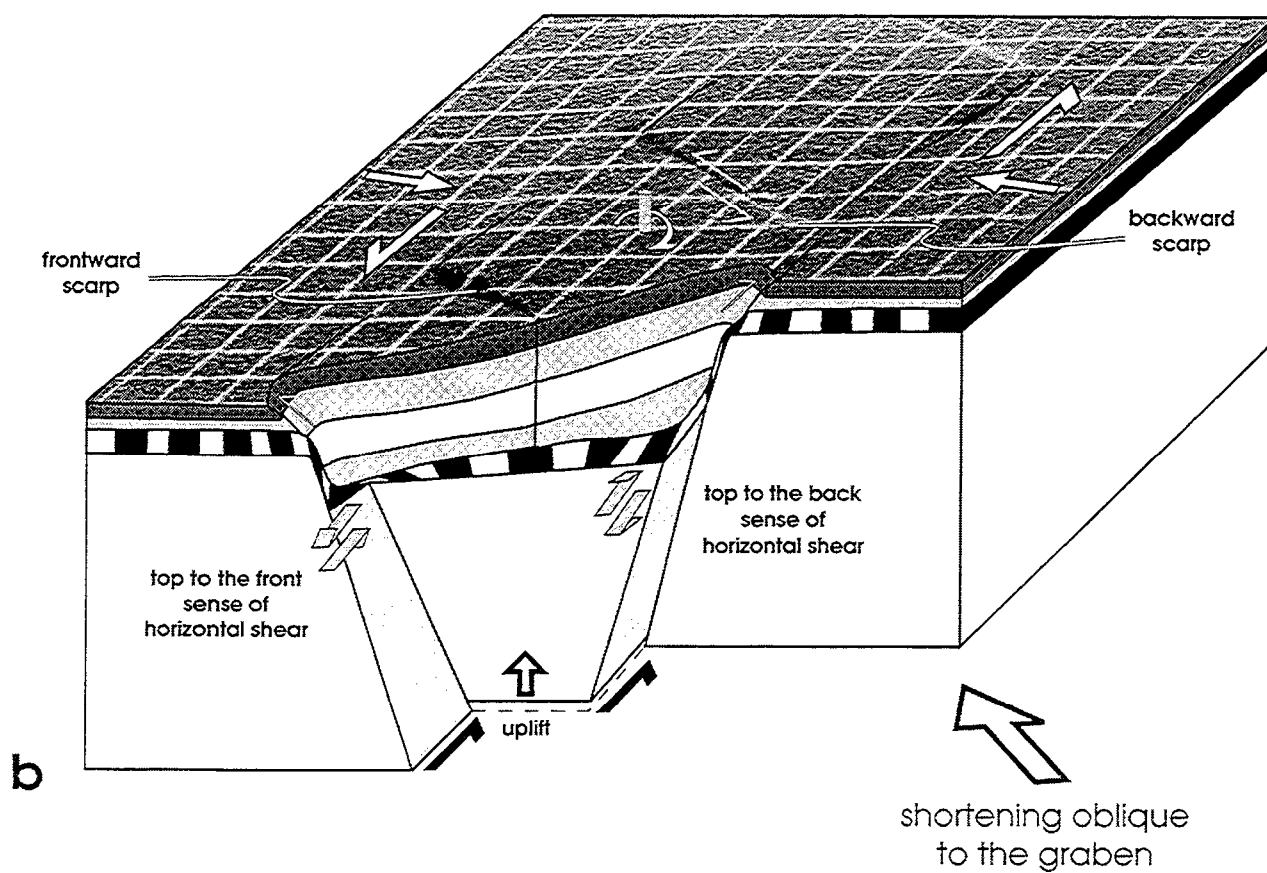
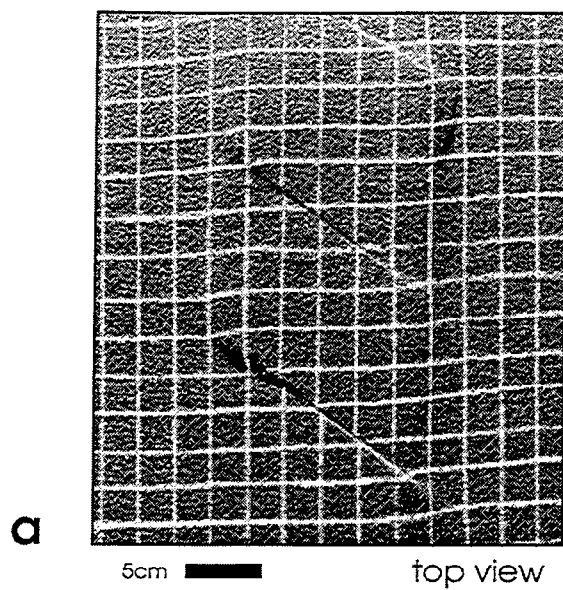


Figure 8 - Top view of a model (a) and 3D sketch block diagram (b) illustrating the structural effects of oblique compression ($\alpha = 45^\circ$) of a graben within a system involving décollement of the cover. See text for explanation.

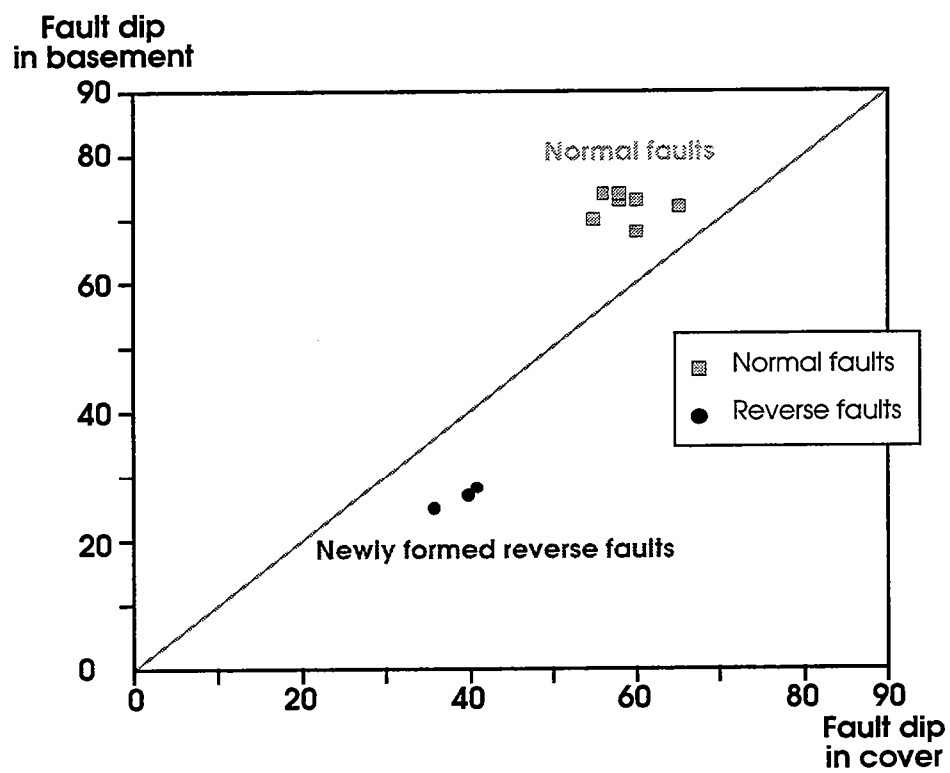


Figure 9 - Diagram showing the mean dip of normal and reverse faults in the cover plotted as a function of the mean dip of normal and reverse faults in the basement in models involving décollement of the cover.

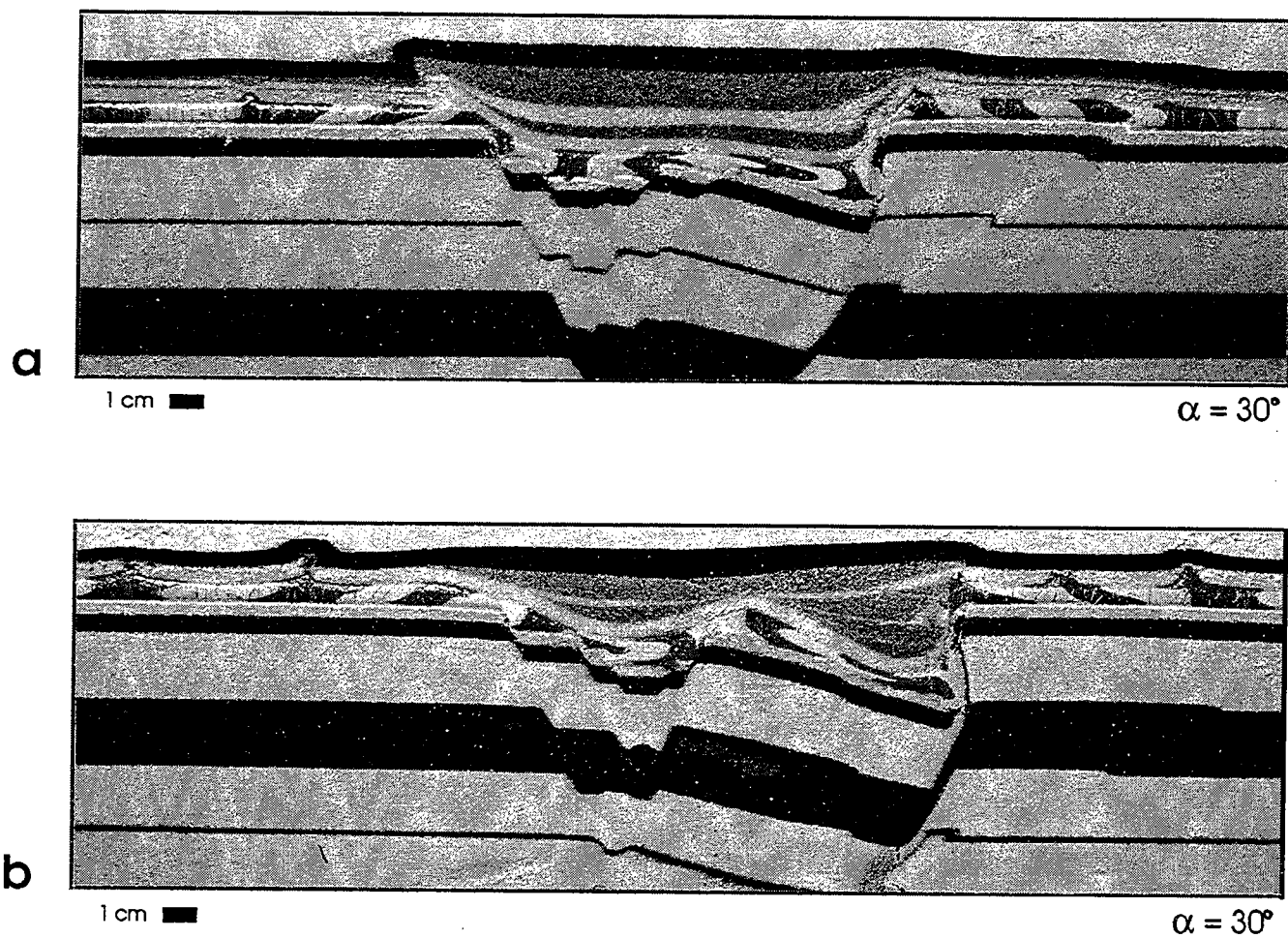


Figure 10 - Cross-section of two "wide-graben"-type models (see Fig. 3b) compressed at 30° to the graben trend, with sedimentation (a) within the graben and on the platforms or (b) only within graben. Note the existence of thrust faults in the cover.

V.3) Discussion - Conclusions.

Nous retiendrons différents points importants :

- La compression doit être oblique (inférieure à 45°), pour réactiver une faille normale d'environ 60° de pendage. Les expériences présentées ne démontrent pas que, pour des angles de compression plus importants que 45° , la réactivation d'une faille normale est impossible. Nous ne prenons pas en compte dans les expériences les pressions de fluides, qui peuvent faciliter la réactivation dans les cas naturels. Il faut retenir qu'il est plus facile de réactiver des failles normales, en failles inverses décrochantes, qu'en failles inverse pures (nécessitant des conditions particulière de pendage où de pression de fluide, pour ne pas avoir de réactivation partielle de la faille avec "short cut"). Il ne faut jamais oublier que la nature est très "feignante" et favorisera toujours les structures lui demandant le moins d'énergie pour se développer.

- Un niveau de décollement induit deux systèmes indépendants entre socle et couverture, à la fois pendant l'extension mais aussi pendant la compression.

- Le niveau de décollement entraîne la séparation des composantes compressives et décrochantes pendant l'inversion.

- Les diapirs de bordures facilitent le développement des chevauchements sur celles-ci.

Ces expériences nous permettent de mieux comprendre les différents types d'inversion des grabens. Regardons plus en détail le "Broad Fourteens Basin" avant d'appliquer ces quelques idées sur les autres grabens de la Mer du Nord.

CHAPITRE VI) Inversion du "Broad Fourteens Basin".

VI.1) Introduction.

Après avoir considéré dans le chapitre V l'inversion de grabens d'un point de vue méthodologique, nous examinerons ici l'inversion du "Broad Fourteens Basin" dans son contexte géologique. Le but de cette focalisation est de comprendre les effets, pour un graben, des différents paramètres qui contrôlent sa déformation.

VI.2) "Inversion of the Broad Fourteens Basin. (Netherlands Offshore), a small-scale model investigation".

VI.2.1) Résumé.

Le Sud de la Mer du Nord présente de spectaculaires exemples d'inversions de grabens, qui ont été intensément documentés par l'exploration pétrolière. Le "Broad Fourteens Basin" situé sur la limite Sud du bassin salifère permien méridional montre de nombreuses structures classiques de l'inversion de grabens, dont la variabilité est fortement contrôlée par la présence et l'épaisseur du sel zechstein. Vers le Nord, les sels permien sont suffisamment épais pour permettre le décollement de la couverture mésozoïque pendant l'extension et la compression. Vers le Sud, les sels permien sont absents et, la couverture mésozoïque et le socle paléozoïque sont affectés par le même style de déformation.

La signification mécanique du style d'inversion a été étudiée à l'aide d'expériences de laboratoire sur des modèles fragile-ductile. Les modèles analogiques sont construits avec du sable et de la silicone qui, respectivement, représentent le comportement fragile de la couverture mésozoïque et du socle paléozoïque, et le comportement ductile d'un niveau de décollement, principalement les sels permien, intercalé entre les deux niveaux fragiles. Les modèles sont dimensionnés pour correspondre aux configurations naturelles observées dans le "Broad Fourteens Basin".

Toutes les expériences sont réalisées en deux temps : (1) formation du graben avec sédimentation synchrone et (2) compression oblique à différents angles, par rapport à la direction du graben.

Les résultats montrent que les structures créées ou réactivées pendant l'inversion sont fortement dépendantes de :

- La résistance du niveau de décollement, qui est fonction de l'épaisseur de celui-ci et de la vitesse de déplacement appliquée aux limites du modèle.
- La résistance de la couverture sédimentaire, qui est seulement fonction de l'épaisseur de celle-ci.

La réactivation des failles normales se fait quand l'angle entre la compression et la direction des failles normales est inférieure à 45° . Le niveau ductile, qui peut engendrer des diapirs pendant l'extension, joue un rôle important pour le chevauchement du remplissage sédimentaire sur les plates-formes du graben pendant la compression.

VI.2.2) Article.

Article publié dans *Sedimentary Geology* 95, 1995, 237-250.

Inversion of the Broad Fourteens Basin (Offshore Netherlands), a small-scale model investigation.

**T. Nalpas *, S. Le Douaran **, J.-P. Brun *, P. Unternehr **,
J.-P. Richert ***.**

* Géosciences Rennes, UPR 4661 du CNRS, Université de Rennes I, Campus de Beaulieu,
35042 Rennes cedex, France;

** Elf Petroland, Den Haag, The Netherlands; *** Elf Aquitaine, Pau, France.

ABSTRACT

The southern North Sea exhibits spectacular examples of graben inversion which have been extensively documented by oil industry exploration. The Broad Fourteens Basin, which is located at the southern limit of the Southern Permian Salt Basin, displays numerous structural patterns of positive inversion, which are related to the presence and thickness of Zechstein salts. In the northern part of the Broad Fourteens Basin, the Zechstein salts is rather thick (> 500m), allowing décollement of the Mesozoic series during both extension and compression. Salt is missing to the southern part of this graben, and both Mesozoic series and Paleozoic "basement" display similar patterns of deformation.

The mechanical significance of inversion patterns was investigated through laboratory experiments on brittle-ductile models. Models were built with sand and silicone putty that represent, respectively, the frictional behaviour of the Mesozoic cover as well as the Paleozoic basement, and the viscous behaviour of a décollement layer, mainly composed of Zechstein salts, which is intercalated between them. The models were scaled to fit natural configurations observed in the Broad Fourteens Basin.

All small-scale experiments were carried out in two steps : (1) graben formation with synkinematic sedimentation and (2) compression at various angles of obliquity to the graben. Experimental results show that the structures generated by or reactivated during inversion are strongly dependent on:

- The strength of the décollement layer, which is a function of the layer thickness and of the displacement velocity applied at the model boundaries.
- The strength of the sedimentary overburden, which is a function only of its thickness (for a given lithology).

Reactivation of normal faults occurs when the angle between the compression and the direction of the normal faults is smaller than 45°. The ductile layer, which can be a source for diapirs during extension, plays during compression an important rôle in the thrusting of the graben fill onto the adjacent platforms.

The Broad Fourteens Basin

General setting

The Mesozoic Broad Fourteens Basin is located in the southern North Sea, offshore Netherlands (Fig. 1). During the Permian, two salt basins developed in the North Sea area, separated by the Mid North Sea High and the Ringkøbing-Fyn High. The Northern Permian Basin (NPB), stretches from East Scotland to East Denmark, whereas the Southern Permian Basin (SPB) extends from eastern England to Poland, covering the Variscan foredeep basin in the west and the Variscan fold belt in the east (Ziegler, 1975, 1990; Ziegler, 1975).

The major structures of the Netherlands are shown on the subcrop map of the Base Cretaceous unconformity (Fig. 2). It shows the extent of Jurassic grabens as well as the areas of platforms. The Broad Fourteens Basin, is oriented NW-SE on the southern border of the SPB. It is surrounded by the Dutch Central Graben, the Terschelling Basin and the Vlieland Basin to the northeast, the Sole Pit Basin to the northwest and the Central Netherlands Basin and the West Netherlands Basin to the southeast.

Structural evolution

The three line drawings of seismic sections (Fig. 3), show the variations of structural style from north to south across the Broad Fourteens Basin.

The seismic basement consists of Pre-Zechstein Paleozoic sediments.

The Zechstein is reduced to bordering facies (mostly carbonates and clastics), in the southern part of the graben. The northern part of the graben shows the classic Zechstein depositional sequences (Heybroek, 1975; Van Adrichem Boogaert, 1983). Since halite is the dominant facies in these sequences, a precise reconstruction of the initial thickness of Zechstein salts is problematic due to salt tectonics and salt solution following emergence of the salt at the surface. However, the present time isopach map of the Zechstein salts, gives a rough estimate of the depositional thickness (Fig. 4). The ductile behaviour of salt enables it to act as a décollement layer during deformation. The changes in salt thickness are interpreted to be responsible for variations in the structural styles :

- On cross-section AA' (Fig. 3a), located in the southern part of the Broad Fourteens Basin where no salt is present, normal and reverse faults affect the Paleozoic "basement" and the Mesozoic "cover" in the same way.

- On cross-section BB' (Fig. 3b), located in the middle part of the graben where salt can reach an original thickness of 200 m, normal and reverse faults affecting the post-salt sediment are not in direct connection with basement faults. Mesozoic sedimentary cover displays smooth flexures over basement extensional faults and was slightly thrust onto the platforms during Late Cretaceous graben inversion. The Zechstein salts are an effective décollement level.

- On cross-section CC' (Fig. 3c), located in the northern part of the graben where original salt thickness may be greater than 600 m, the Mesozoic sedimentary cover is decoupled from the basement, is folded on the scale of the graben whereas Zechstein salts are involved in diapiric structures of various types. Salt structures and diapirs are developed within the graben, up-flank from the graben border basement normal faults, and have apparently also developed on the adjacent platforms (Nalpas and Brun, 1993). The boundary of the Broad Fourteens Basin is clearly defined in the S-W of the seismic line, but in the N-E, the graben passes progressively to a transfer zone which is in relation with the southern part of the Dutch Central Graben (see also Fig. 2). During the Late Cretaceous graben inversion, thrusting of the Mesozoic sedimentary graben fill onto the platform was facilitated by the presence of thick Zechstein salts at the base of this sedimentary cover, and by the presence of salt diapirs along the border of the Broad Fourteens Basin.

Graben formation.

During the Triassic, the area of the Broad Fourteens Basin was relatively stable, with little extension and diapirism (Van Wijhe, 1987), as compared to surrounding domains, such as the Glückstadt Graben or Horn Graben, where Triassic rifting and associated diapirism played a major rôle (Heybroek, 1975; Ziegler, 1982).

During the Early Jurassic the area of the future Broad Fourteens Basin was occupied by shallow sea giving rise to the accumulation of the Liassic clay stones (Heybroek, 1974; Ziegler, 1990; Bodenhausen and Ott, 1981). In the Broad Fourteens Basin, Early Jurassic synsedimentary faulting is associated with salt tectonics (cross section CC' in figure 3c); but extensional movements are poorly defined.

During the Mid-Jurassic, regressive sequences were deposited in response to regional uplift of the area during Aalenian to Oxfordian times (Ziegler, 1982, 1990; Burgers et Mulder, 1991; Underhill and Partington, 1993). Crustal extension resulting in the individualization of the Broad Fourteens Basin commenced during the later part of the Mid-Jurassic with deformation inside the graben and progressive uplift of its borders. In the Netherlands offshore sector, two major elongated zones of subsidence are recognized, mainly the N-S trending Dutch Central Graben and NNW-SSE striking Broad Fourteens Basin (Fig. 2; Van Wijhe, 1987). This is indicative of regional ENE-WSW to E-W, crustal extension during Middle Jurassic times.

During the Late Jurassic, extension associated with uplift and erosion of the graben flanks gave rise to the accumulation of a clastic series within the graben (Van Wijhe, 1987). Major elongate zones of subsidence are recognized trending, respectively, W-NW, E-SE in the Vlieland and Terschelling Basins and - to a lesser extent - in the Broad Fourteens Basin and the Dutch Central Graben (Fig. 2). This suggests a NE-SW to NNE-SSW direction of regional

crustal extension during the Late Jurassic. The minimum amount of stretching is estimated at 8% (Huyghe, 1992).

The Lower Cretaceous succession was deposited during the early post-rift evolution of the Broad Fourteens Basin (Huyghe, 1992). The thermal subsidence stage of the Broad Fourteens Basin continued during the Late Cretaceous but was interrupted during the Senonian in conjunction with the build-up of a regional compressional stress-regime, governing the inversion of the Mesozoic grabens (Ziegler, 1978, 1982, 1990).

Graben inversion.

During the Late Cretaceous, the regional tectonic regime changed. The onset of compressive movements, linked to the Alpine collision, gave rise to graben inversion (Ziegler, 1975, 1982, 1987, 1990; Gillcrist, 1987). In the Broad Fourteens Basin, this inversion occurred during the Senonian (Van Wijhe, 1987; Huyghe, 1992); its sedimentary fill was folded, uplifted and eroded. Locally - especially in the northwestern part of the Broad Fourteens Basin - the Base Tertiary directly overlies Triassic sediments (Fig. 5). Contemporaneous inversion is also observed in neighbouring onshore and offshore grabens of this region, such as in the West Netherlands Basin, the Central Netherlands Basin and the Dutch Central Graben (Fig. 5). In addition to the influence of the thickness of Zechstein salt described above, strike-slip movements appear as a key factor in this region :

- Cross-section AA' (Fig. 3a) shows the effects of reverse movements along steeply-dipping faults. Some of these faults display positive flower-type patterns which suggest strike-slip movement.

- Cross-sections BB' and CC' (Fig. 3b and c) show a progressive décollement of the Mesozoic cover from the basement at the Zechstein salts level. Thrust faults are localized along the graben margins where salt thicknesses are greater than 100 m (Fig. 4). Folds, located above thrust faults bordering the graben, display an "en échelon" pattern, that is indicative of a dextral strike-slip component during graben inversion (cf. Sylvester, 1988). Similar observations were previously made by Bodenhausen and Ott (1981), Gibbs (1986), Dronkers and Mrozek (1991) and Roelofsen and De Boer (1991).

Such a dextral component is also apparent on the map showing sedimentary thicknesses eroded during the Late Cretaceous inversion (Fig. 6). The estimates of the amount of erosion are based on maturation modelling calibrated by vitrinite reflectance measurements (which increases with temperature, i.e. with depth, and time; Middleton, 1982) and sonic velocities of the Lower Triassic shale, which increase with depth and compaction (Colter, 1978). According to this map, the zone of maximum erosion (2,000 to 3,000 m, oriented WNW-ESE) trends obliquely to the graben boundaries (oriented NW-SE), suggesting a dextral strike-slip component during graben inversion. This dextral component, within the graben and along the graben margins, suggests a N-S direction of compression during the Late Cretaceous inversion.

The reconstructed pre-inversion thickness of Triassic, Jurassic and Lower Cretaceous series, reflects the geometry of the graben prior to its inversion (Fig. 7). Since the sedimentary formations were reconstructed taking into account the Late Cretaceous erosion (Fig. 6), this isopach map represents the pre-Late Cretaceous sedimentary cover thickness above the Zechstein. The Mesozoic sedimentary sequences thickness above Zechstein salts appears to play an important rôle during graben inversion, particularly when the Zechstein salts are thick enough to present a decoupling between the Paleozoic basement and the Mesozoic cover :

- On cross-section AA' (Fig. 3a), reverse faults develop everywhere in the graben in direct connection with the seismic basement. The amount of erosion increases progressively from the borders to the center of the graben (Fig. 6).
- On cross-section BB' (Fig. 3b), reverse faults developed in Mesozoic series along the graben flanks, one big one in the northeastern part of the cross-section, and two big ones in the southwestern part where the Mesozoic sedimentary cover is thicker than 1,000 m (Fig. 7).
- On cross-section CC' (Fig. 3c), thrust faults affecting Mesozoic sediments are well developed along the southwestern graben margin in areas where the Mesozoic sedimentary cover is thinner than 1,000 meters (Fig. 7).

In places where thrusting is well developed, the amount of syn - and post - inversion erosion appears to be discontinuous and does not increase systematically from the borders towards the center of the graben (Fig. 3b, c and 6). The amount of shortening is estimated at 10 to 12% (Hayward and Graham, 1989; Huyghe, 1992).

The late Cretaceous inversion was followed by regional subsidence during the Paleocene to Eocene (Ziegler, 1978) which led to a minor tensional reactivation of the thrust faults along the graben margins (Fig. 3).

At the Eocene-Oligocene boundary, the Pyrenean compression phase (Ziegler, 1978, 1987; Letsch and Sissingh, 1983) was responsible for 400-500 m of erosion, mainly in the southern part of the graben. This was followed by regional diffuse subsidence during the Neogene (Zagwijn and Doppert, 1978; Letsch and Sissingh, 1983).

Main factors controlling inversion of the Broad Fourteens Basin

The present-day structure of the Broad Fourteens Basin suggests that variations in structural style of graben inversion are controlled by :

- (1) The presence or absence of thick Zechstein salts providing a décollement layer between the seismic Paleozoic basement and cover.
- (2) The obliquity between the shortening direction and the orientation of pre-existing normal faults.
- (3) The thickness variations of the Mesozoic sedimentary cover.
- (4) The presence of salt structures along graben borders prior to the onset of basin inversion.

Laboratory modelling

Laboratory experiments on small-scale models presented here were designed to simulate geological situations comparable at a first order of approximation to those observed in the southern North Sea Basin.

Modelling techniques are similar to those routinely used for experiments on brittle-ductile systems at the Laboratory of Experimental Tectonics of the Geosciences Department, University of Rennes . The present technique is described elsewhere in detail (e.g. Faugère and Brun, 1984; Vendeville et al., 1987; Davy and Cobbold, 1991). Brittle basement and sedimentary cover are simulated with sand having a mean frictional coefficient (ϕ) of 0.58 and a density (ρ) of 1,600 kg/m³. The ductile behaviour of salt is simulated by silicone putty with a viscosity (μ) of 8×10^3 Pa s at 30°C and a density (ρ) of 1,200 kg/m³. The principles of scaling are described in detail by Davy and Cobbold (1991).

The experimental apparatus is similar to that generally used for graben modelling experiments (see Allemand et al., 1989; Allemand and Brun, 1991; Tron and Brun, 1991). It is composed of a fixed and rigid base plate, over which a thin mobile plate is pulled at a constant rate (Fig. 8). The boundary of the mobile plate induces an asymmetric velocity discontinuity (VD) at the base of the model.

Two types of experiment were performed :

Type 1 - models built only with sand (see Allemand and Brun, 1991).

Type 2 - models built with sand representing the brittle basement and cover, and interlayered silicone representing the ductile décollement layer (see Ballard et al., 1987; Nalpas and Brun, 1993).

All experiments were run in two steps:

Step 1 - extension to create a graben, parallel to the basal velocity discontinuity, using synchronous sedimentation. The amount of stretching is 1.0 cm (20%) in the first type of experiments and 1.5 cm (15%) in the second type. At the end of the extension, a thin horizontal layer of black sand is sprinkled onto the model surface to visualize the effects of later compression.

Step 2 - compression at a variable angle α to the strike direction of the graben.

For both types of experiment, a set of seven experiments was carried out to test the effect of oblique compression with α varying from 0° to 90° in steps of 15°. The amount of orthogonal shortening decrease from the total amount of stretching to 0% with the decreasing of α . For models of the second type, four parameters are tested : (1) various rates of extension, (2) thickness of the décollement layer, (3) thickness of the upper brittle layer, and (4) presence or absence of diapirs.

Photographs of the model surface were taken at regular time intervals to study the development of the structures. The internal structure was recorded from serial cross-sections cut after the experiments. Brittle layers were built up with sand of various colours to visualize

faults. The silicone layers contain vertical passive markers whose deformation illustrates the bulk flow pattern within the ductile layers.

Experimental results

Effect of the obliquity α between direction of compression and pre-existing normal faults

Figure 9 shows two type 1 models, for $\alpha = 90^\circ$ and 15° , i.e. for orthogonal (Fig. 9a) and strongly oblique (Fig. 9b) compression of a pre-existing graben.

For $\alpha = 90^\circ$ pre-existing normal faults show no clear sign of reactivation. However, the graben fill is slightly uplifted and newly formed reverse faults develop.

For $\alpha = 15^\circ$, the pre-existing normal faults are clearly reactivated. The graben fill is uplifted and incipient reverse faults develop at high angles, mainly within the basement. A complete series of experiments of this type (Brun and Nalpas, in prep.) demonstrates that pre-existing normal faults are only reactivated at angles (α) lower than 45° .

Effect of extension rates

Because the strength of a décollement layer depends on strain-rate (see Nalpas and Brun, 1993 ; appendix 2), the effects of various velocities of extension were also tested (Fig. 10). For a given thickness of the décollement level, the initial strain rate (i.e. strength) depends only in extensional velocity. When the deformation increases, locally, a decrease in the décollement thickness increases the strain rate (i.e. strength), and an increase in the décollement thickness decreases the strain rate (i.e. strength).

At a high extensional velocity (10 cm/h), i.e. high strain rate, the brittle cover lying above the ductile décollement is bent around the boundary of the basement graben (Fig. 10a). The main effect of the décollement layer is to suppress faulting in the cover.

At a low extensional velocity (0.1 cm/h), i.e. low strain rate, the brittle cover is strongly decoupled from the basement (Fig. 10b). Extension of the cover propagates outside the graben border, thus allowing the development of diapirs on the graben platforms (see Nalpas and Brun, 1993 for a detailed analysis). Flexural bending of the graben fill over the graben border faults is accommodated by upward convex reverse faults (see also Vendeville, 1988 and Nalpas and Brun, 1993).

Effect of variations in thickness of the décollement layer

The model shown in Fig. 11 was constructed with a wedge-shaped décollement layer and a constant thickness of cover, in order to evaluate the effects of varying thickness of the décollement layer. Although, displacement velocities applied to the model were constant (0.5 cm/h in extension and 1.0 cm/h in compression with $\alpha = 45^\circ$), strain rates within the décollement layer decrease as its thickness increases (see Nalpas and Brun, 1993, appendix 2).

Where the décollement layer is thin (Fig. 11a), the model can be compared to one built with sand only (Fig. 9). In this case, the graben fill is slightly uplifted by inversion, as a consequence of minor reverse movements along pre-existing normal faults.

With progressive increase in thickness of the décollement layer (Figs. 11b and c), the cover becomes decoupled, normal faults are clearly reactivated, newly-formed thrust faults are developed above the graben boundary faults and the graben fill is uplifted. This change in tectonic style is due to variations in thickness of the décollement layer and is readily explained in terms of strength variations. The strength of a viscous layer is the product of the viscosity and the strain rate. The mean shear strain rate in the layer is equal to the displacement velocity divided by the thickness of the ductile layer. Therefore, when the thickness of the décollement layer decreases, the strain rate increases along with the strength. For a given strength of brittle cover, the lower the strength of the décollement layer the stronger is the decoupling between cover and basement.

Effect of variations in thickness of the brittle cover

The model shown in Fig. 12 was built with a wedge-shaped brittle cover and a constant thickness of the décollement layer in an attempt to evaluate the effects of varying the cover thickness. The wedge-shape of the cover was constructed by eroding sand, after extension and synchronous sedimentation, along an inclined plane (Fig. 12). The black sand layer deposited just before compression lies unconformably above the lower part of the sand cover (Fig. 12). The displacement velocities applied to the model were constant (0.5 cm/h in extension and 1.0 cm/h in compression, with $\alpha = 45^\circ$).

The amount of uplift of the graben fill is proportional to the cover thickness. The dip of thrust faults observed in the cover above the graben border faults decreases with the thickness of the cover. They are influenced by the length of the pre-existing normal faults. Where the cover is thick, pre-existing long normal faults are reactivated giving rise to the development of high angle thrust faults, while a strike-slip fault is developed within the graben. Where the cover is thin, short normal faults are reactivated in the eroded sand cover, and newly formed thrust faults with lower dip angles dominate in the upper part of the sand cover sprinkled between erosion and compression.

Because the brittle cover displays a frictional behaviour, its strength is proportional to its thickness (see Nalpas and Brun, 1993 appendix 2). Where thickness and strength are high, it is difficult to reactivate pre-existing normal faults (Fig. 12a). That is why we observed a strike-slip fault in the graben. Where thickness and strength are low, it is easy to reactivate pre-existing normal faults (Fig. 12c).

Rôle of pre-existing diapirs during compression

The same types of experiment were carried out to simulate inversion in the presence of diapirs. The extension velocity (0.25 cm/h) is calibrated here to allow the development of diapirs. Figure 13 shows the result of one of these runs with a diapir located on the platform just above the graben boundary fault. Clearly, a pre-existing diapir situated along the margin of the basement graben is able to localize and enhance the development of a thrust fault. A comparison with the southwestern part of the seismic line C-C' (Fig. 3c), suggests that salt structures are able to guide and facilitate border thrusting at the northern end of Broad Fourteens Basin. This is due to low shear strength in the décollement level during compression.

Discussion and conclusions

A comparison of the Broad Fourteens Basin structure and tectonic history with small-scale analogue modelling leads to the following conclusions :

(1) In the Broad Fourteens Basin, Late Cretaceous compression induced inversion of the graben, involving the transpressional reactivation of normal border faults in dextral oblique reverse faults (according to the data on the two borders of the graben). The cause of this inversion is probably the build up of compressional stresses in the Alpine foreland as a consequence of the collision between the African and European plates. Available data suggest a direction of shortening oriented roughly N170°, with an obliquity of around 30° to the major normal faults of the Broad Fourteens Basin, which trend roughly N140°.

Accordingly, a set of sand model experiments was carried out to explore the various structural patterns of inversion resulting from oblique compression of a graben and to investigate their mechanical significance. In these experiments, the reactivation of normal faults occurred when the angle α , between the direction of compression and the direction of the normal faults, is lower than 45°. This is in agreement with observations in the Broad Fourteens Basin. From measurements of layer shortening and uplift of the graben fill, the amount of relative strike-slip displacement between the platforms of the Broad Fourteens Basin was estimated to be of the order of 4.5 km (see Appendix), assuming an obliquity of $30^\circ \pm 10^\circ$ between the strike of this graben (N140°) and compression (N170°).

(2) Along-strike thickness variations of the Zechstein salt, which separates the Paleozoic basement from the Mesozoic cover in the Broad Fourteens Basin, are correlated with a gradual variation in structural style of both extensional and compressional structures. From a mechanical point of view, this is related to the basement/cover coupling which in itself is a function of the Zechstein salt thickness.

In small-scale sand models, the Zechstein salt was simulated by a silicone layer separating a lower (basement) from an upper sand layer (cover). For a given viscosity of the silicone layer, the development of salt diapirs during extension, as well as of thrust faults along the graben margin during compression, is strongly enhanced by an increase in the silicone layer thickness. A comparison between small-scale models and the Broad Fourteens Basin indicates that the observed strong differences in structural style between its northern and southern parts is mainly due to the absence/presence of a salt layer and, consequently, the coupling/decoupling of the Mesozoic cover from the Palaeozoic basement.

(3) A hypothesis may be put forward to explain the strong difference in structural styles. In the northern parts of the Broad Fourteens Basin, where Mesozoic sedimentary cover is thin on the graben flanks, thrust faulting developed on these platforms. By contrast, further South, where Mesozoic sedimentary cover is thick on the graben flanks, thrust faulting was suppressed at the borders and deformation migrated into the graben.

The effects of cover thickness variations during oblique compression were also tested in small-scale experiments. Where the cover is thick, the reactivation of normal faults is resisted and strike-slip faults developing within the graben fill. Where the cover is thin, the reactivation of normal faults is easier and low angle thrust faults develop above the graben margins on the adjacent platforms. This suggests that the thickness of the Mesozoic cover plays an important rôle during the oblique compression in the Broad Fourteens Basin. Low-angle thrust faults are seen to develop preferentially in areas of thin Mesozoic cover.

(4) In the northern part of the Broad Fourteens Basin, salt diapirs are commonly present within the graben, but not along graben borders, although the lower Cretaceous lies directly above the Zechstein salt. This could be due to an important Late Jurassic erosion or may represent the base of an eroded salt diapir. This diapir is squeezed by a thrust fault during compression.

A similar structural setting was obtained in a small-scale model, where a silicone diapir located at the graben margin was seen to localize a thrust fault during compression. Thrust faults in this latter case display more pronounced throws as compared with models where no diapirs are present.

Acknowledgements

Financial support was provided by ELF AQUITAINE and ELF PETROLAND, that we thank to, for the authorization to publish this work. Special thanks are due to Jean-Jacques Kermarrec (Géosciences Rennes) for his valuable technical assistance, to Ian Davison and Peter A. Ziegler for constructive review and to Mike Carpenter for improvement of the manuscript.

Appendix

Estimation of the strike-slip component in an obliquely inverted graben

Figure 14 summarizes the geometry of an inverted graben that is comparable with the Broad Fourteens Basin (Fig. 3b). The parameters that can be measured and/or estimated are :

- the perpendicular shortening PS :

$$PS = L_0 - L_1 , \quad (1)$$

where L_0 is the initial width of the graben and L_1 the width after inversion.

- the mean uplift U of a given level within the graben by reference to the platforms :

$$U = ((\tan \beta) / 2) PS , \quad (2)$$

where β is the mean dip of the reactivated normal faults on the boundary.

From geometrical relationships (Fig. 14), the strike-slip component of displacement SL , as a function of PS , is :

$$SL = PS / \tan \alpha , \quad (3)$$

where α is the angle between the directions of compression and graben. As a function of U , it is :

$$SL = (2 / \tan \alpha \tan \beta) U . \quad (4)$$

The application of the above relationships to the Broad Fourteens Basin is graphically represented on figure 15, taking into account the following estimates :

- $U = 4,000 \pm 400\text{m}$, (estimated from figure 3 & 6);
- $PS = 4,500 \pm 500\text{m}$, (deduced from U in equation (2)), about 10% of

shortening;

- $\beta = 60^\circ$, as a reasonable value;
- $\alpha = 30^\circ \pm 10^\circ$, assuming a mean direction of shortening around $N170^\circ$ (see arguments in the text) and a mean graben trend of $N140^\circ$.

Estimates of SL obtained from equs. 3 and 4 are compatible and range from 4,800 m to 13,800 m. This suggests that the relative dextral displacement of lateral platforms of the Broad Fourteens Basin was in the order of 9,000 m during the late Cretaceous inversion of this graben.

References

- Allemand, P., Brun, J.-P., Davy, P. and Van Den Driessche, J., 1989. Symétrie et asymétrie des rifts et mécanismes d'amincissement de la lithosphère. *Bull. Soc. Géol. France*, 3: 445-451.
- Allemand, P. and Brun, J.-P., 1991. Width of continental rifts and rheological layering of the lithosphere. *Tectonophysics*, 188: 63-69.
- Ballard, J.-F., Brun, J.-P., Van Den Driessche, J. and Allemand, P., 1987. Propagation des chevauchements au-dessus des zones de décollement : modèles expérimentaux. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 305: 1249-1253.
- Bodenhuisen, J.W.A. and Ott, W.F., 1981. Habitat of the Rijswijk Oil Province, Onshore, The Netherlands. In: L.V. Illing and G.D. Hobson (Editors), *Petroleum Geology of the Continental Shelf of North-West Europe*. Institute of Petroleum, London. Heyden & Son, London, pp. 301-309.
- Burgers, W.F.J. and Mulder, G.G., 1991. Aspects of the Late Jurassic and Cretaceous history of The Netherlands. *Geologie en Mijnbouw*, 70: 347-354.
- Colter, U.J., 1978. Exploration for gas in the Irish Sea. *Geol. Mijnbouw*, 57: 503-516.
- Davy, P. and Cobbold, P.R., 1991. Experiments on shortening of a 4-layer model of continental lithosphere. *Tectonophysics*, 188: 1-25.
- Dronkers, A.J. and Mrozek, F.J., 1991. Inverted basins of The Netherlands. *First Break*, 9: 409-425.
- Elf Petroland, 1993. Synthèse géologique du domaine minier Hollandais (onshore et offshore). Rapport interne d'exploration, 15 pp.
- Faugère, E. and Brun, J.-P., 1984. Modélisation expérimentale de la distention continentale. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 299: 365-370.
- Gibbs, A.D., 1986. Strike-slip Basins and Inversion: a possible model for the Southern North Sea Gas Areas. In: J. Brooks, J.C. Goff and B. Van Hoorn (Editors), *Habitat of Palaeozoic Gas in N.W. Europe*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, London, 23: 23-35.
- Gillcrist, R., Coward, M. and Mugnier, J.L., 1987. Structural inversion and its controls : examples from the Alpine foreland and the French Alps. *Geodin. Acta*, 1: 5-34.
- Hayward, A. B. and Graham, R. H., 1989. Some geometrical characteristics of inversion. In: M. A. Cooper and G. D. Williams (Editors), *Inversion tectonics*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, London, 44: 17-39.
- Heybroek, P., 1974. Explanation to tectonic maps of the Netherlands. *Geol. Mijnbouw*, 53: 43-50.
- Heybroek, P., 1975. On the structure of the Dutch part of the Central North Sea Graben. In: A.W. Woodland (Editor), *Petroleum Geology of the Continental Shelf of North-West Europe*, Vol 1, Geology. *Inst. Petroleum, G. Bt., Applied Sci. Publ.*, Barking, pp. 339-349.

- Huyghe, P., 1992. Enregistrement sédimentaire des déformations intraplaques : l'exemple de l'inversion structurale d'un bassin de la Mer du Nord. Thèse d'Université, Université Joseph Fourier, Grenoble I, 259 pp.
- Letsch, W.J. and Sissingh, W., 1983. Tertiary stratigraphy of the Netherlands. *Geol. Mijnbouw*, 62: 305-318.
- Middleton, M.F., 1982. Tectonic history from vitrinite reflectance. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 68: 121-132.
- Nalpas, T. and Brun, J.-P., 1993. Salt flow and diapirism related to extension at crustal scale. *Tectonophysics*, 228: 349-362.
- Roelofsen, J.W. and De Boer, W.D., 1991. Geology of the Lower Cretaceous Q/1 oil-fields, Broad Fourteens Basin, The Netherlands. In: A.M. Spencer (Editor), *Generation, accumulation, and production of Europe's hydrocarbons*. Oxford University Press, Oxford, pp. 203-216.
- Sylvester, A.G., 1988. Strike-slip faults. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 100: 1666-1703.
- Trichon, H. and Lescoeur, M., 1992. Maturation dans le "Broad Fourteens Basin". Rapport interne Elf Petroland, 15 pp.
- Tron, V. and Brun, J.-P., 1991. Experiments on Oblique Rifting in Brittle-Ductile Systems. *Tectonophysics*, 188: 71-84.
- Underhill, J. R. and Partington, M. A. 1993. Jurassic thermal doming and deflation in the North Sea: implications of the sequence stratigraphic evidence. In J. R. Parker (Editor), *Petroleum Geology of Northwest Europe: Proceedings of the 4th Conference*. The Geological Society, London, pp. 337-345.
- Van Adrichem Boogaert, H.A. and Burgers, W.F.J., 1983. The development of the Zechstein in The Netherlands. In: J.P.H. Kaaschieter and T.J.A. Reijers (Editors), *Petroleum Geology of the southeastern North Sea and adjacent onshore areas*. Spec. Ed. *Geol. Mijnbouw*, 62: 83-92.
- Van Wijhe, D.H., 1987. Structural evolution of inverted basins in the Dutch offshore. *Tectonophysics*, 137: 171-219.
- Vendeville, B., 1988. Modèles expérimentaux de fracturation de la couverture contrôlée par des failles normales dans le socle.: *C. R. Acad. Sci.*, 307: 1013-1019.
- Vendeville, B., Cobbold, P.R., Davy, P., Brun, J.P. and Choukroune, P., 1987. Physical models of extensional tectonics at various scales. In: M.P. Coward, J.F. Dewey and P.L. Hancock (Editors), *Continental extension tectonics*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, London, 28: 95-107.
- Zagwijn, W.H. and Doppert, J.W.C., 1978. Upper Cenozoic of the Southern North Sea Basin: palaeoclimatic and palaeogeographic evolution. *Geol. Mijnbouw*, 47: 577-588.
- Ziegler, P.A., 1975. Geologic Evolution of North Sea and Its tectonic framework. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 59: 1073-1097.
- Ziegler, P.A., 1978. North-Western Europe: Tectonics and basin development. *Geol. Mijnbouw*, 57: 589-626.

- Ziegler, P.A., 1982. Geological Atlas of Western and Central Europe. Elsevier Sci. Publ., Amsterdam, 130 pp.
- Ziegler, P. A., 1987. Late Cretaceous and Cenozoic intra-plate compressional deformations in the Alpine foreland — a geodynamic model. *Tectonophysics*, 137: 389-420.
- Ziegler, P. A., 1990. Geological Atlas of Western and Central Europe. Shell Internationale Petroleum Maatschappij B. V. and Geol. Soc. Publishing House, The Hague, 239 pp.
- Ziegler, W.H., 1975. Outline of the geological history of the North Sea. In: A.W. Woodland (Editor), *Petroleum Geology of the Continental Shelf of North-West Europe*, Vol 1, Geology. Inst. Petroleum, G. Bt., Applied Sci. Publ., Barking, pp. 165-187.

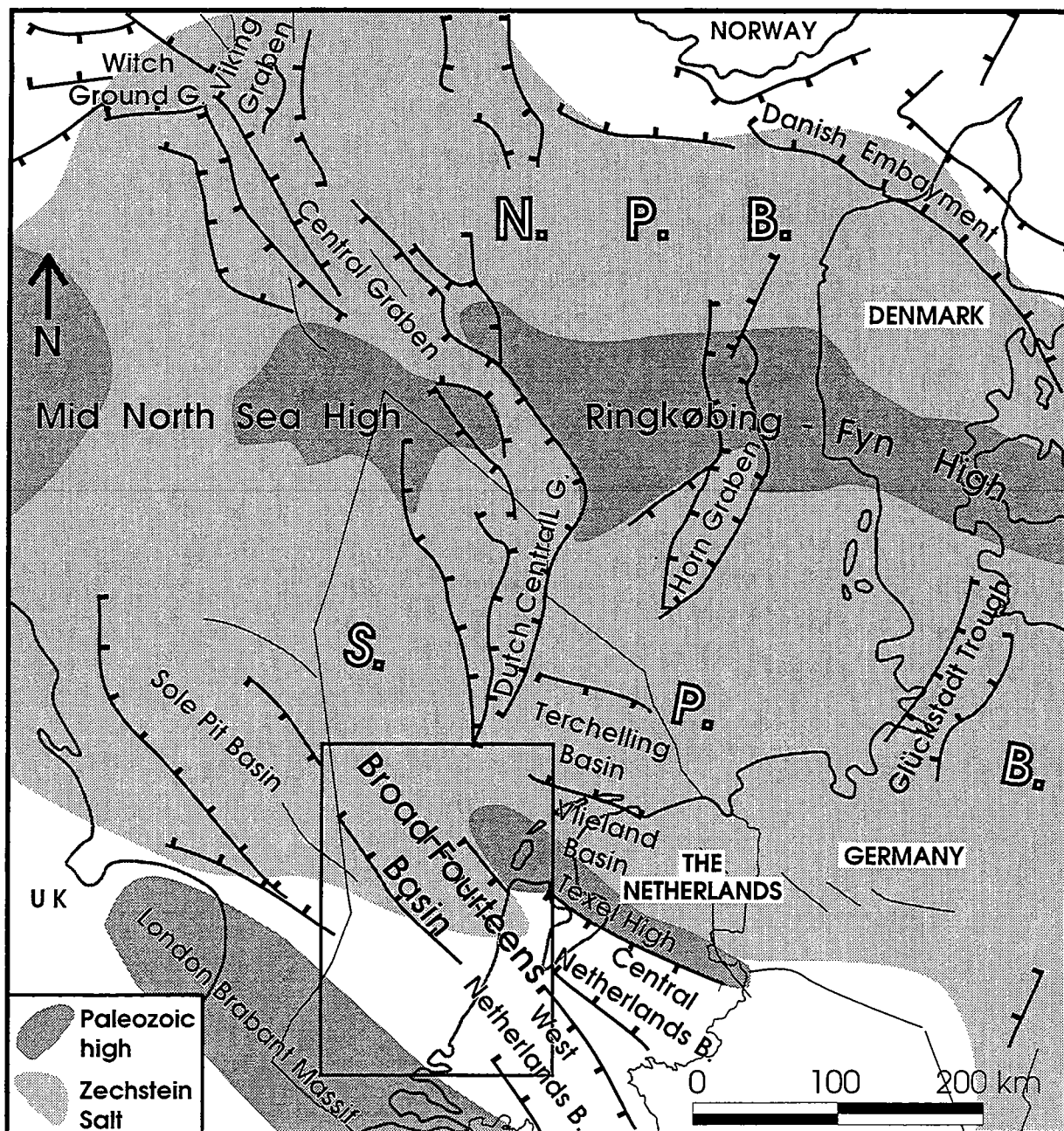


Figure 1 - Location of the Mesozoic Broad Fourteens Basin in the southern North Sea, Netherlands offshore sector (modified from Ziegler, 1990).

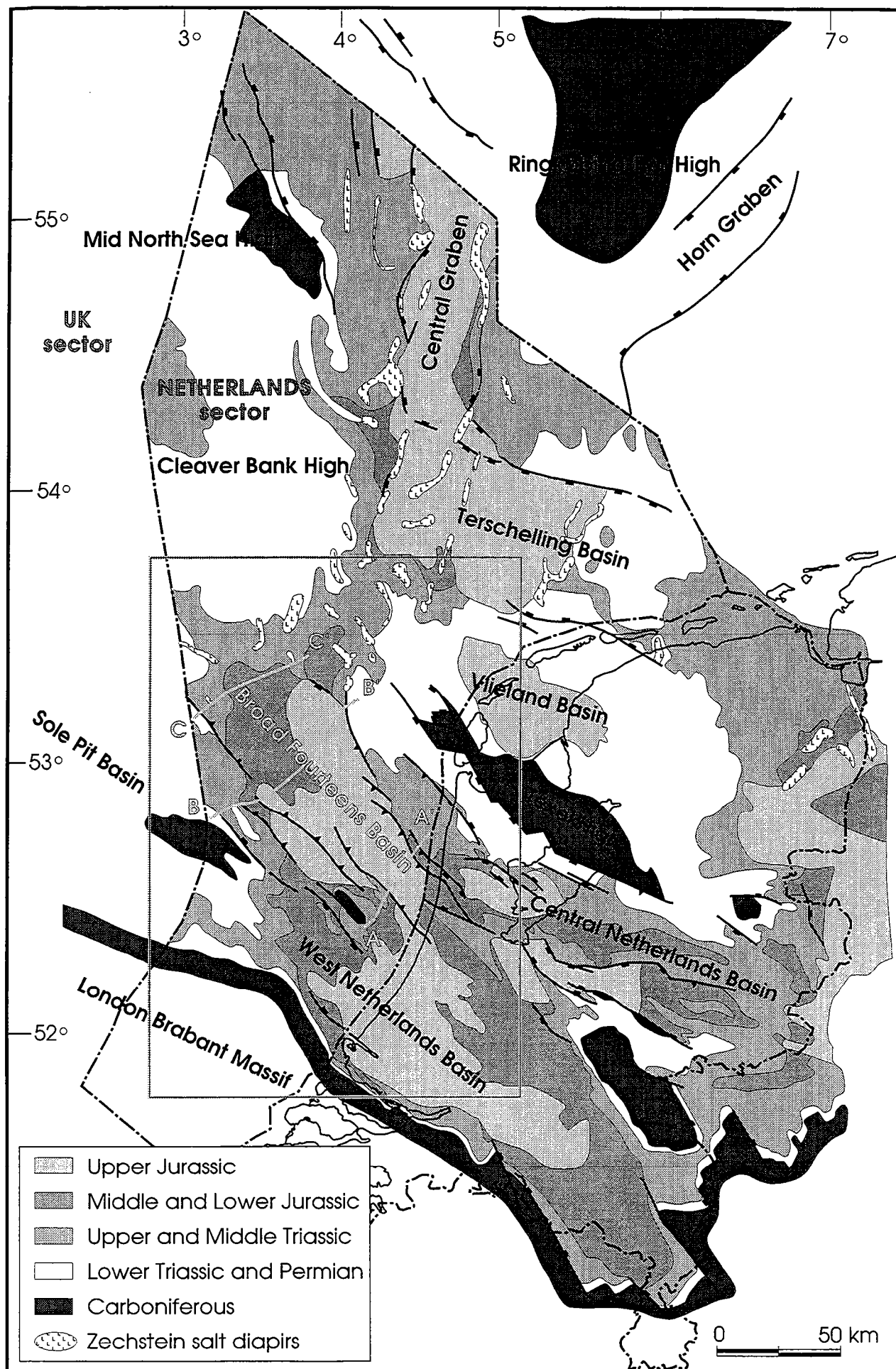


Figure 2 - Netherlands offshore and onshore areas : subcrop map for formations beneath the Base Cretaceous unconformity (modified from internal Elf Petroland report, 1993).

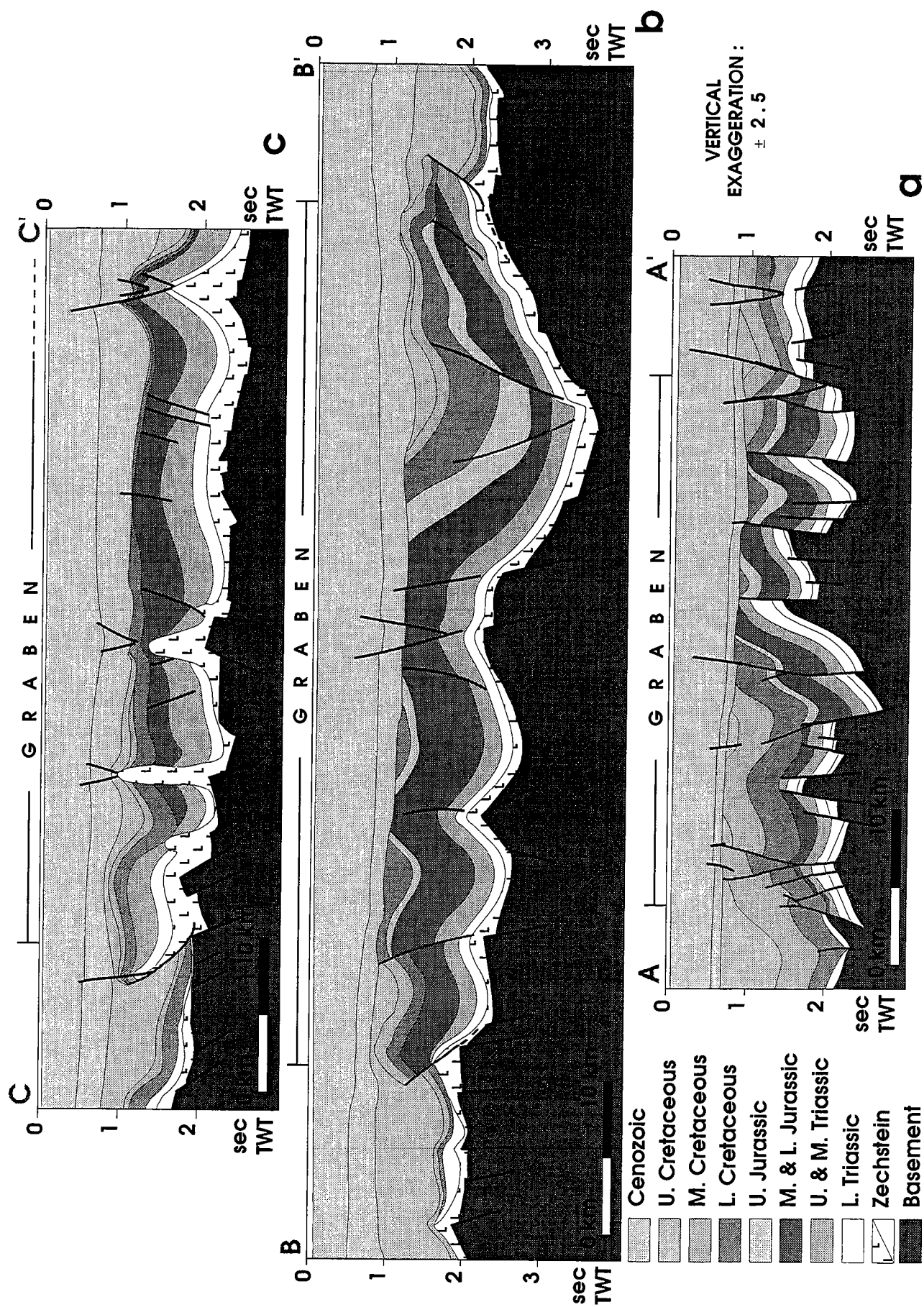


Figure 3 - Line drawings of three seismic sections showing variation in structural style in the Broad Fourteens Basin. Reverse faults shown in red and normal faults in black.

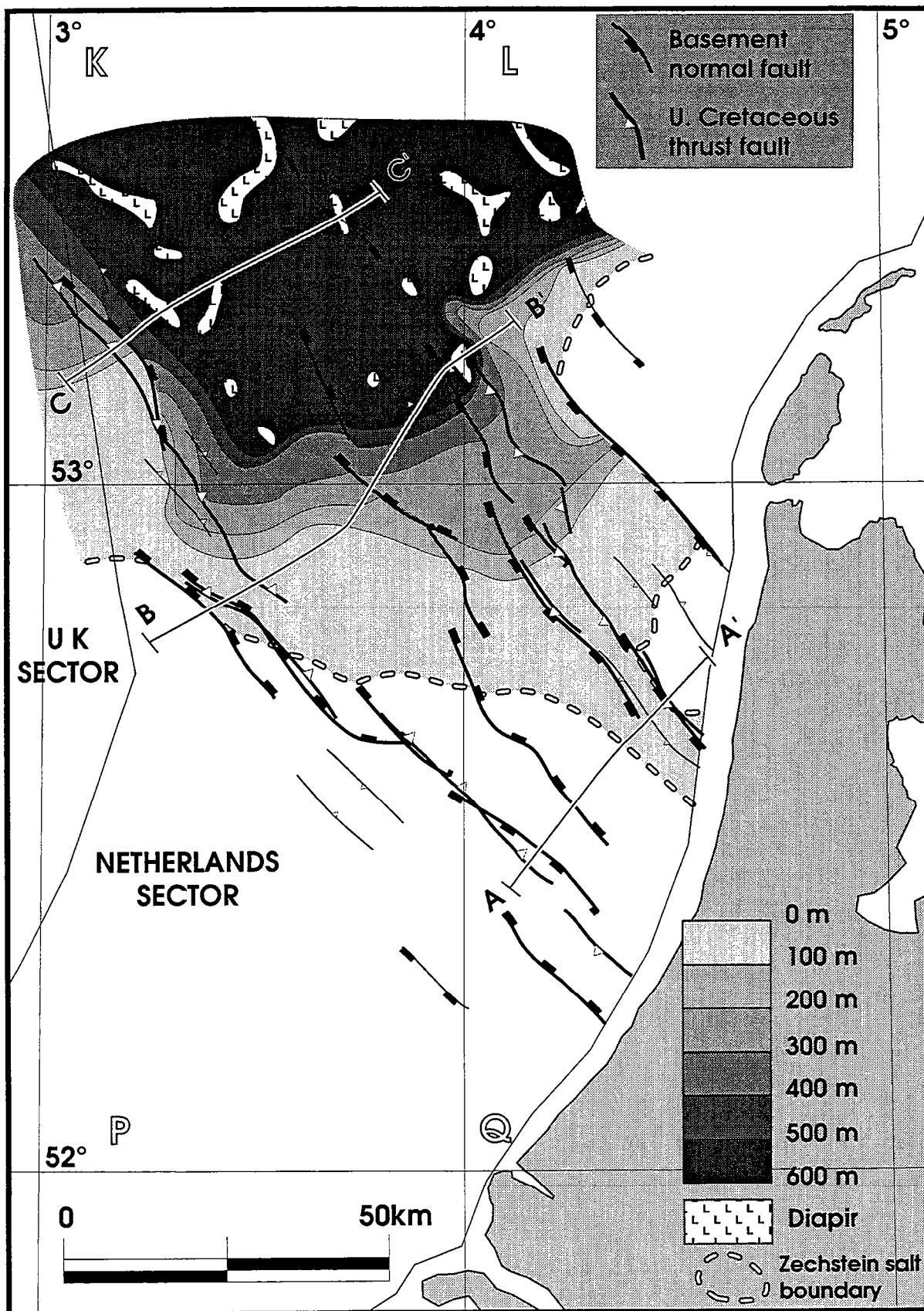


Figure 4 - Current isopachs (in metres) of the Zechstein salt, with basement faults indicated.

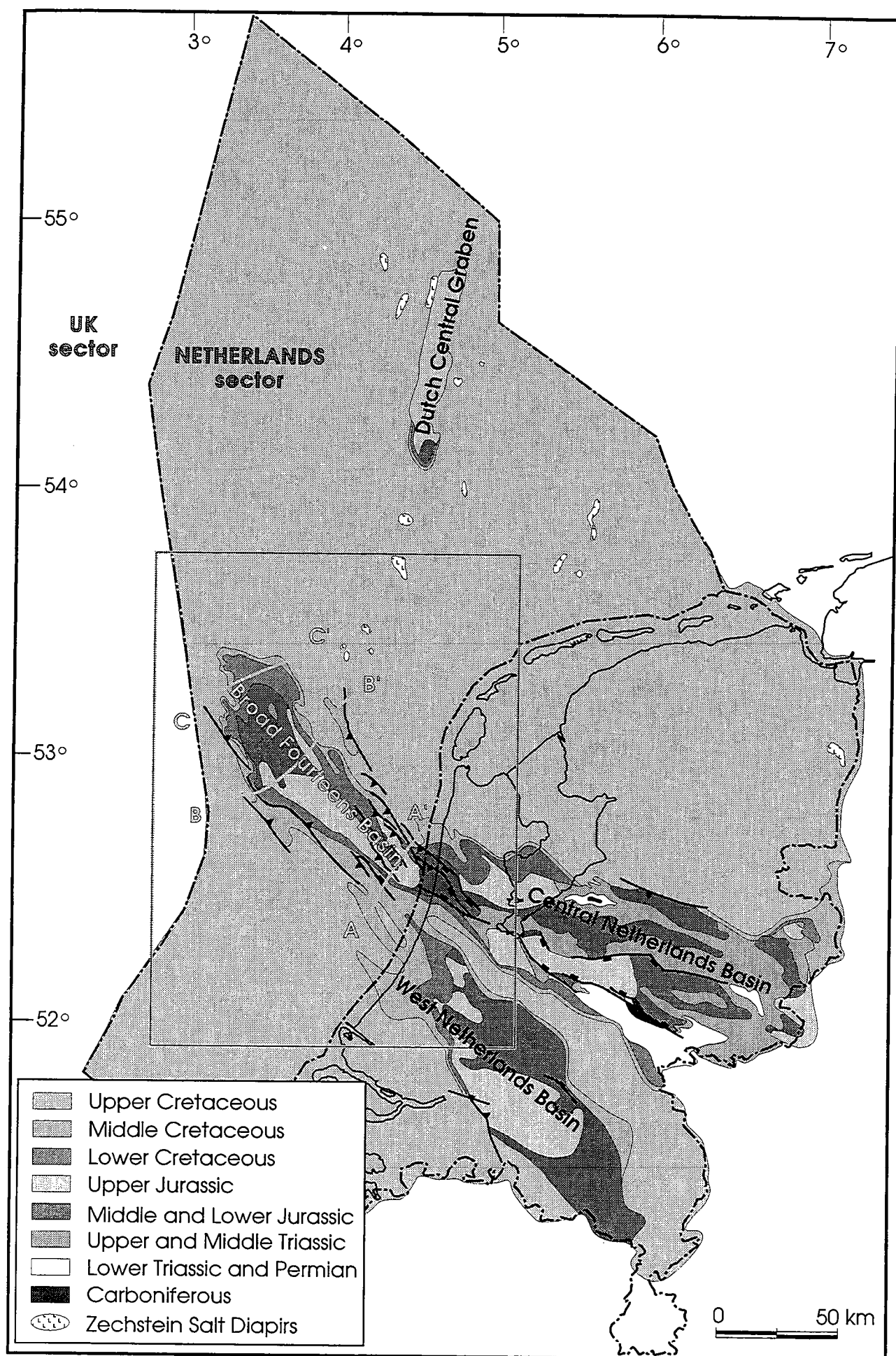


Figure 5 - Netherlands offshore and onshore areas : subcrop map at the base of the Tertiary (modified from internal Elf Petroland report, 1993).

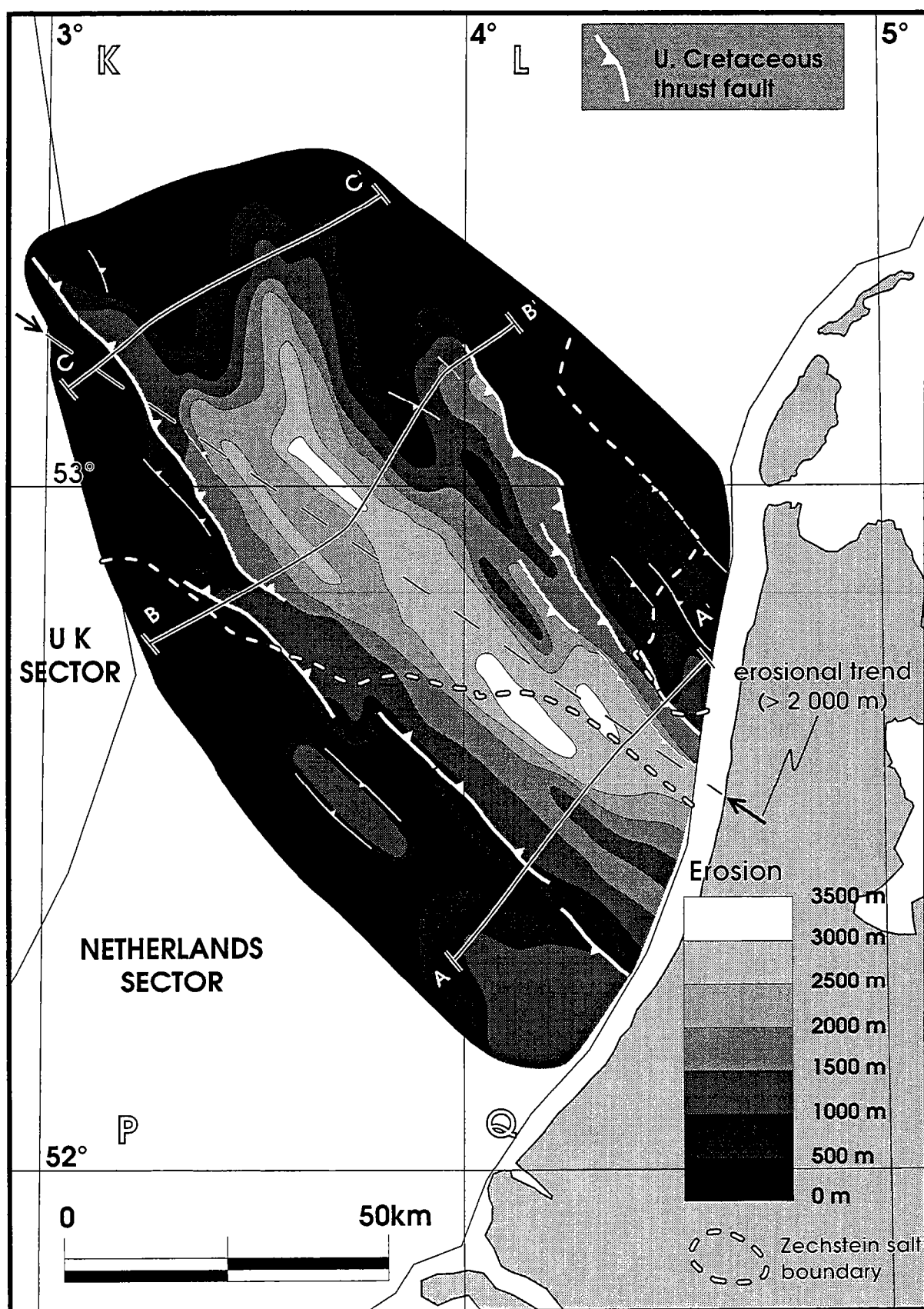


Figure 6 - Map showing amount of pre-Tertiary erosion (in metres) due to Late Cretaceous inversion, with synchronous thrust faults indicated (affecting Palaeozoic basement and/or Mesozoic cover). Data in part from maturation modelling by Trichon and Lescœur (1992).

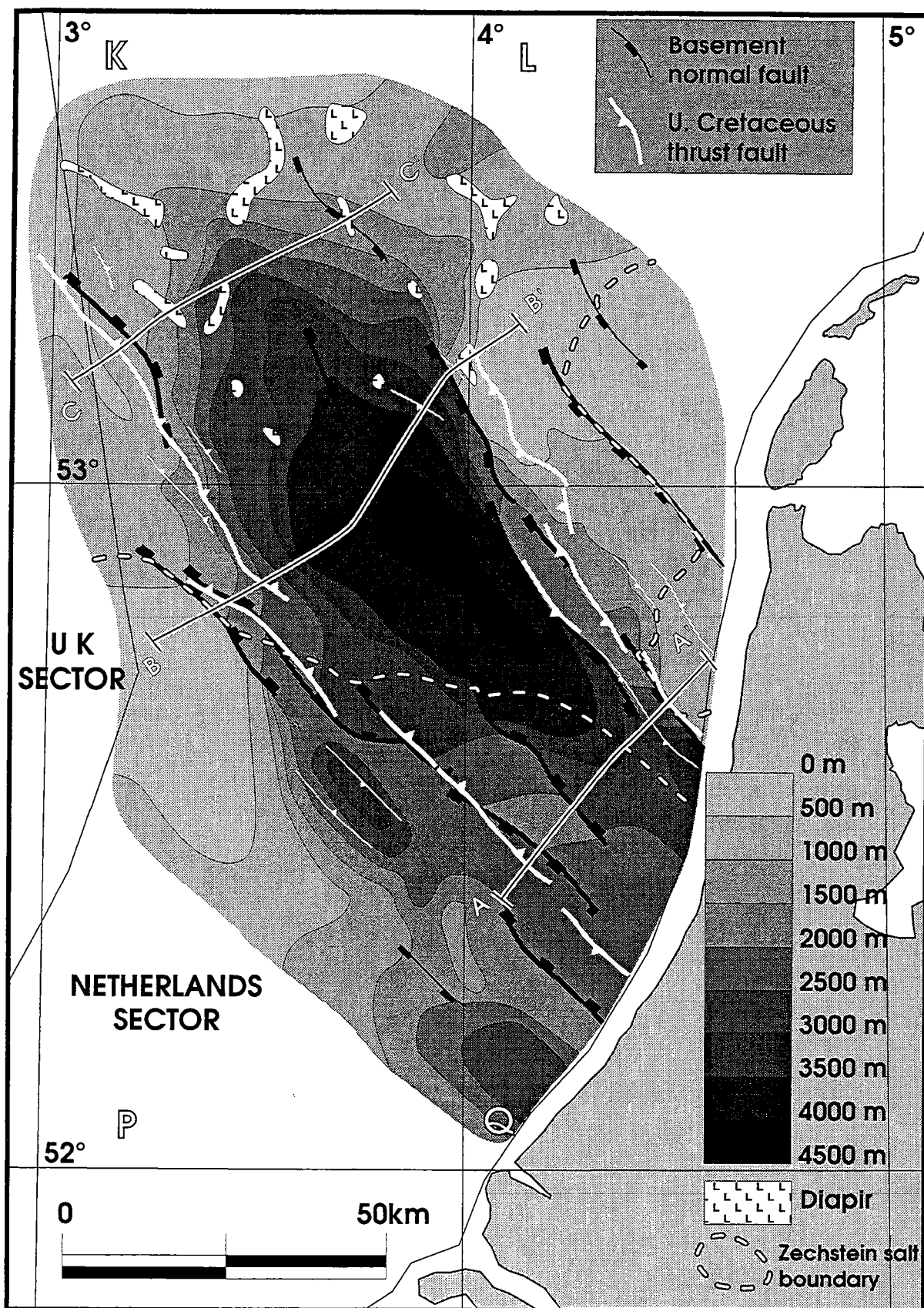


Figure 7 - Map showing reconstructed Triassic to Lower Cretaceous sedimentary thickness (in metres) with basement faults and thrust faults synchronous with the Late Cretaceous inversion. Data in part from maturation modelling by Trichon and Lescœur (1992).

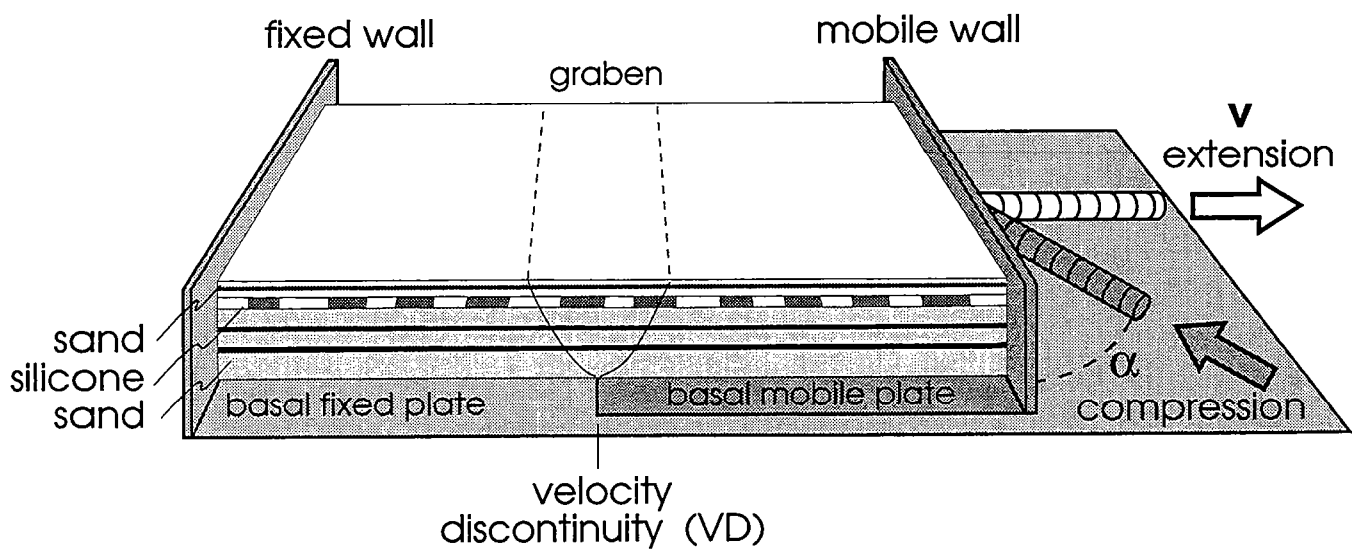


Figure 8 - Experimental apparatus used for type-2 models (sand and silicone).

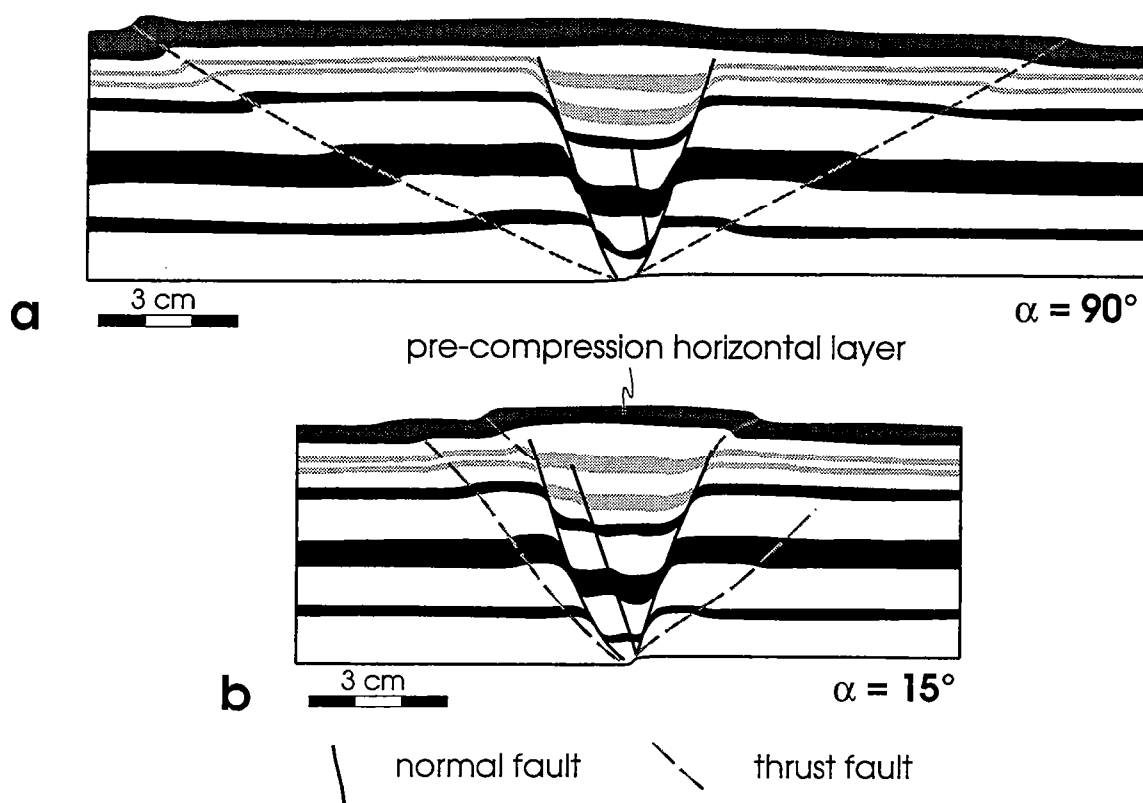


Figure 9 - Cross-sections obtained from two models of type 1 (sand only), with different angles of compression.

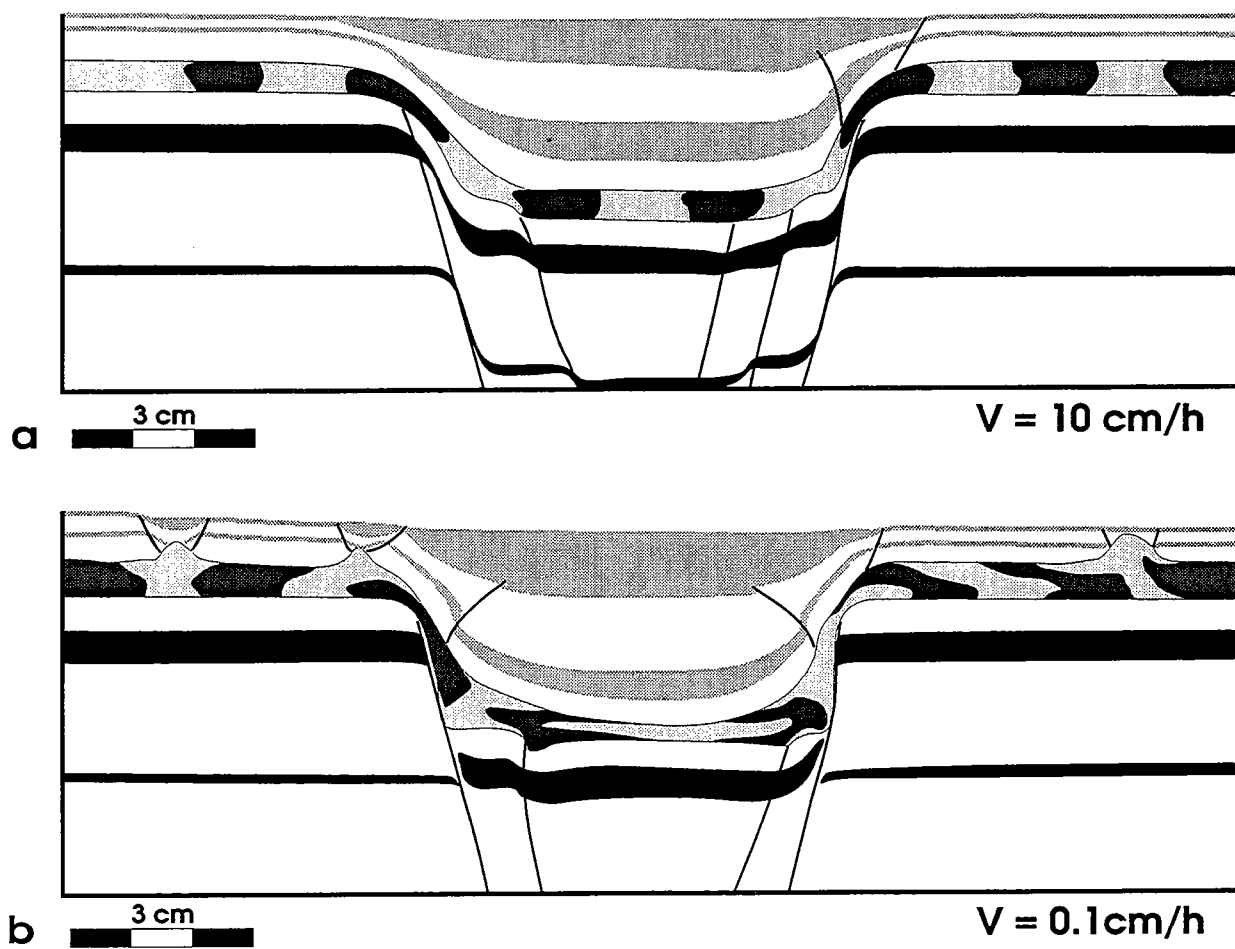


Figure 10 - Cross-sections obtained from two models of type 2 (sand and silicone), with different extensional strain rates and no compression.

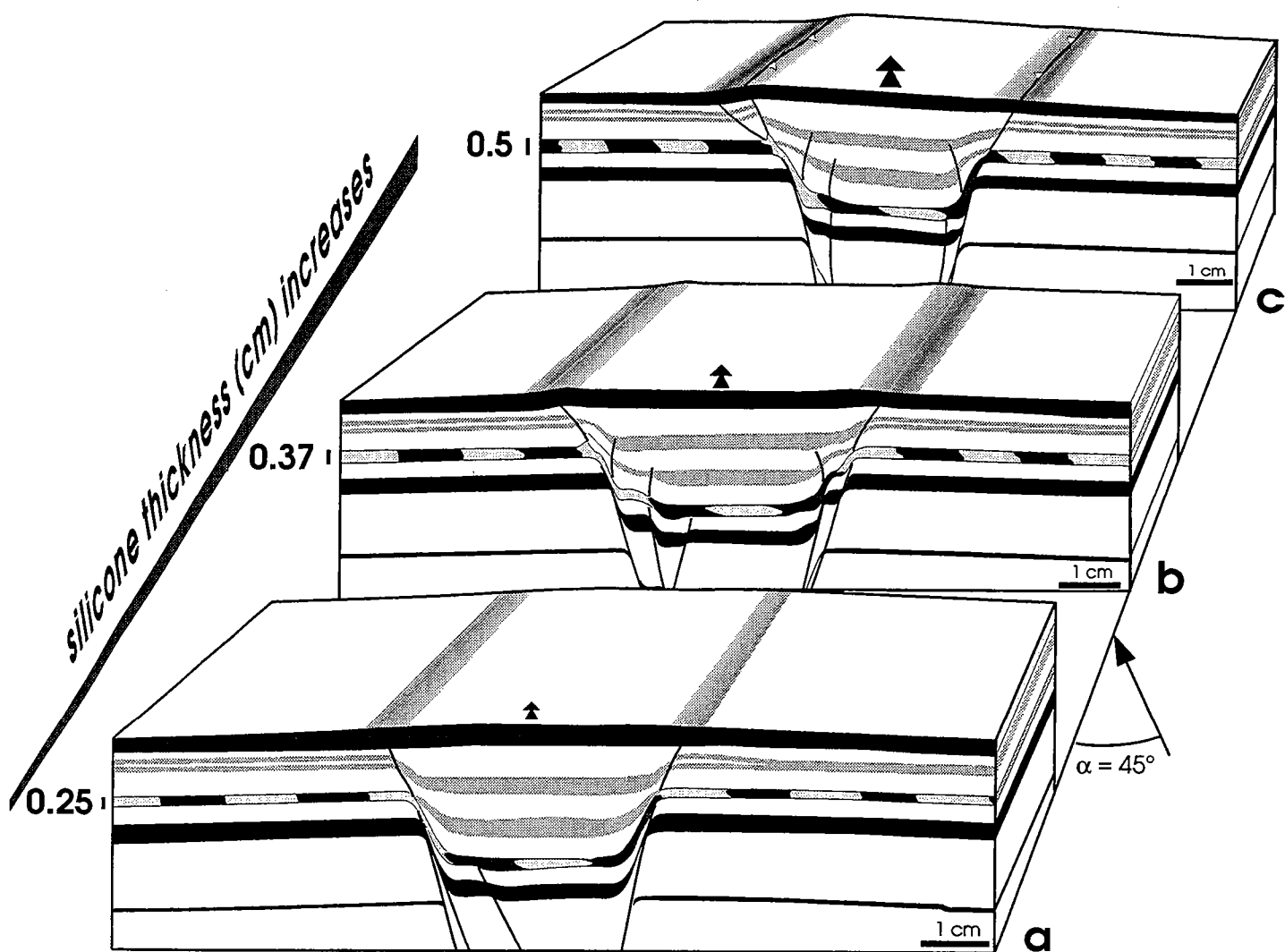


Figure 11 - Three cross-sections obtained from type-2 model, with a wedge-shape decollement layer.

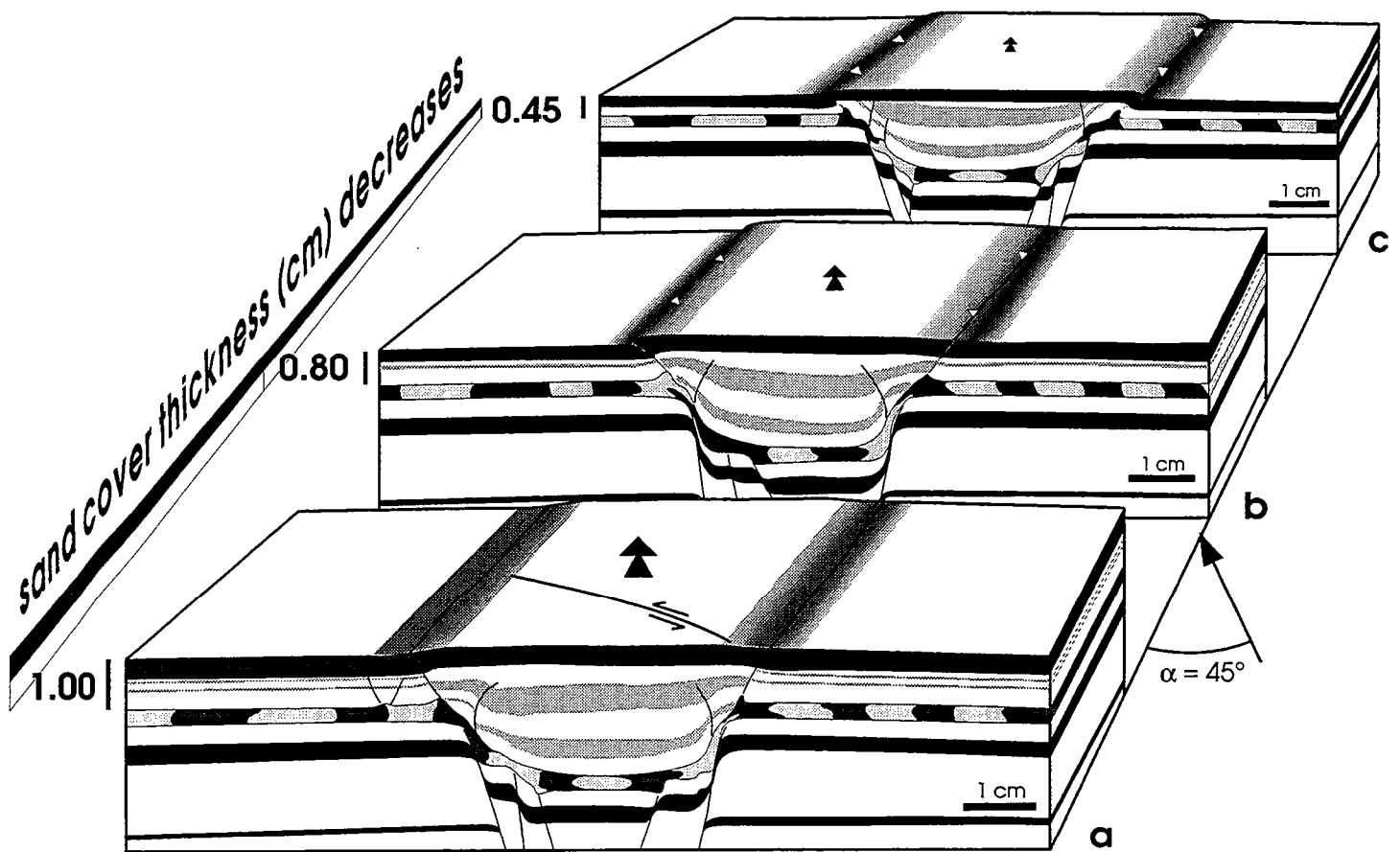


Figure 12 - Three cross-sections obtained from type-2 model, with a wedge-shape brittle cover layer.

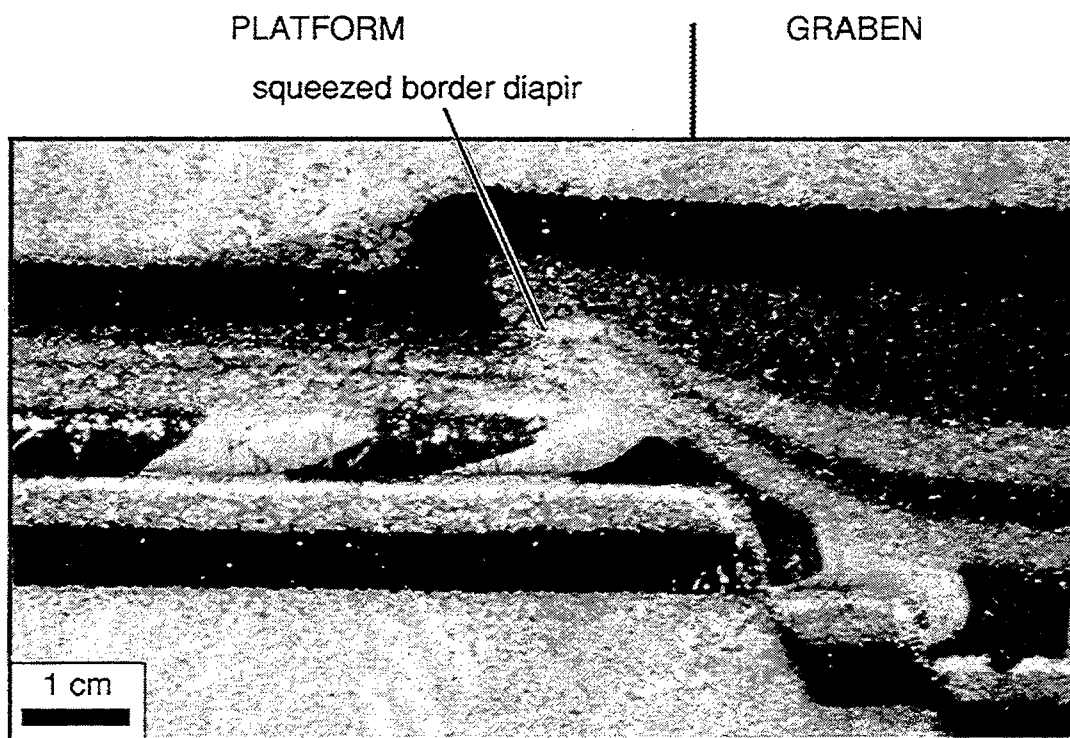


Figure 13 - Cross-section obtained from type-2 model, with diapir associated with a graben border fault.

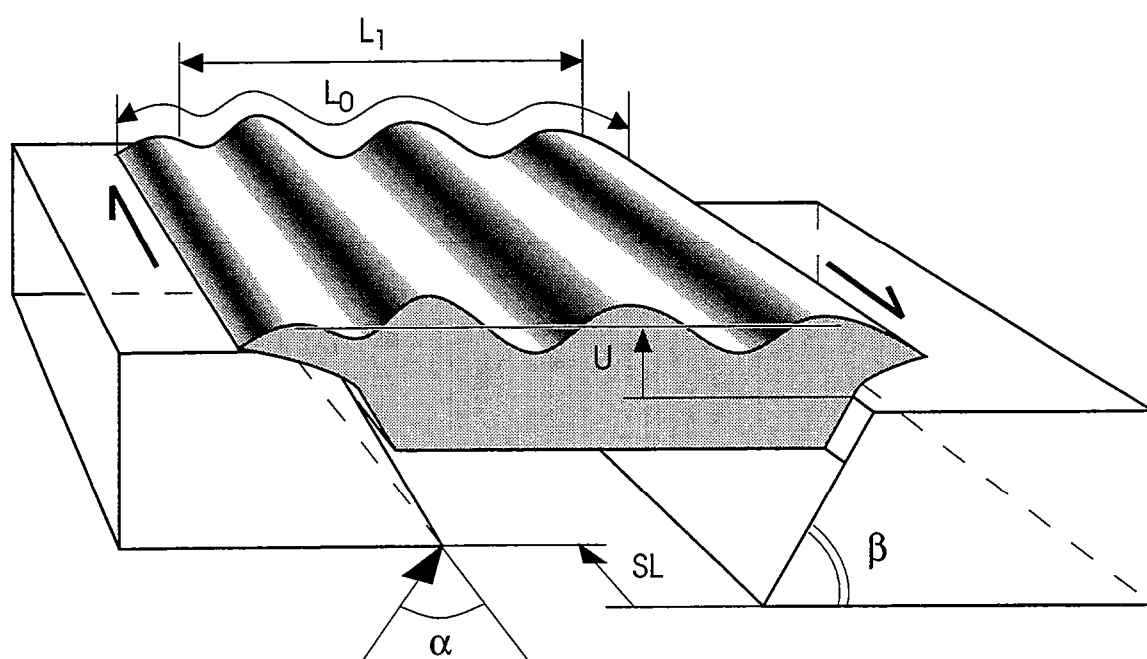


Figure 14 - Schematic diagram of a graben inverted in oblique compression (see text for explanation).

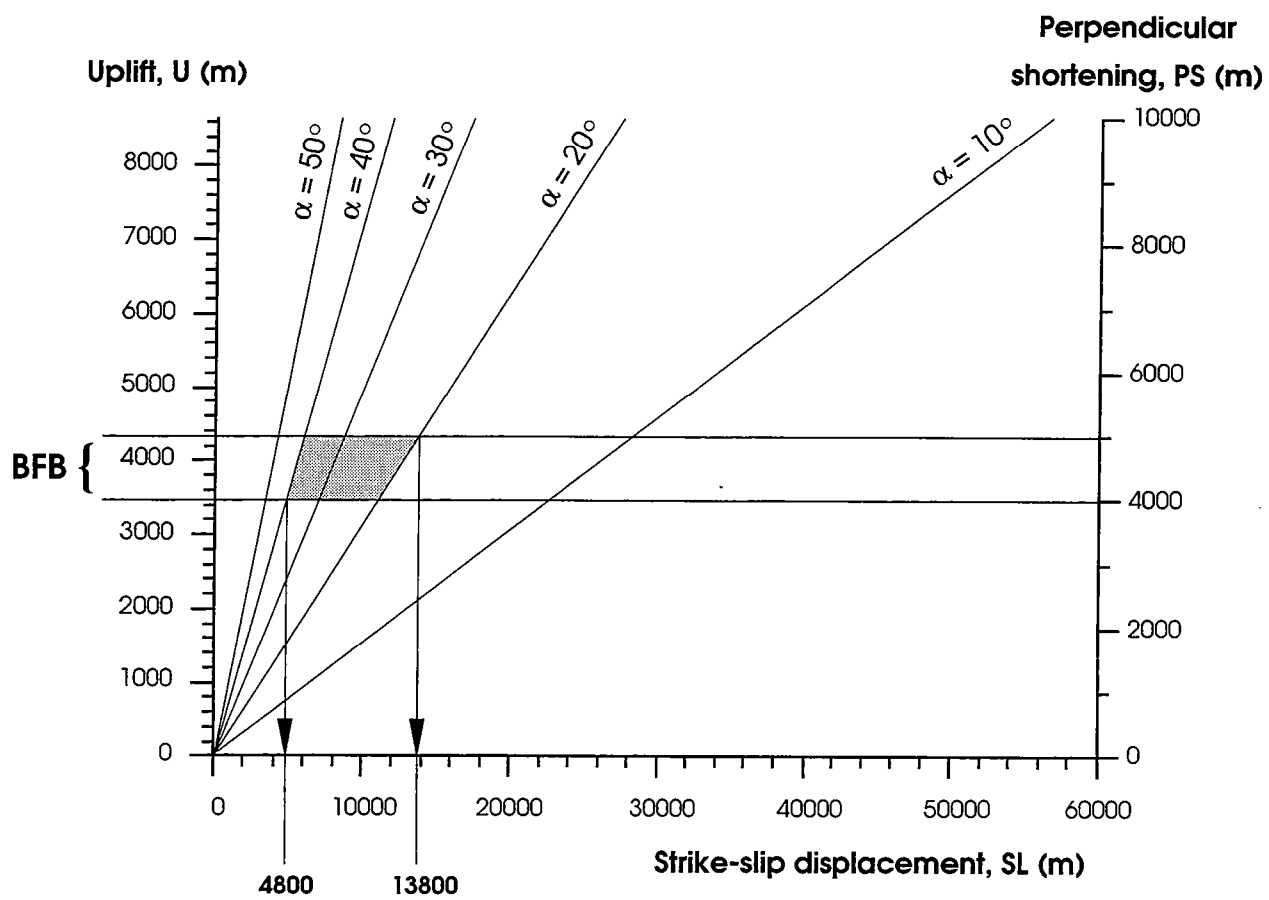


Figure 15 - Estimates of strike-slip displacement between platforms in the Broad Fourteens Basin, from measurements of uplift (U).

VI.3) Discussion.

VI.3.1) L'extension dans le "Broad Fourteens Basin".

Nous avons mentionné l'existence de deux directions d'extension entre le Jurassique moyen et le Jurassique terminal, pendant la formation du graben. La première direction est estimée ENE-WSW à E-W, et la seconde NE-SW à NNE-SSW. Cette dernière direction d'extension, NNE-SSW se poursuit au Crétacé inférieur. Ces variations de la direction d'extension peuvent être visualisées grâce à des cartes des isopaques actuelles, donc résiduelles, des différentes séries concernées.

Les cartes des isopaques ci-dessous présentées ont été faites à partir des valeurs résiduelles en mètres aux puits, en les extrapolant grâce à des lignes sismiques régionales. Nous avons tenté de représenter sur ces cartes le réseau de failles contrôlant le dépôt syn-extension, que nous avons pu suivre grâce à des lignes sismiques régionales et locales. Nous avons aussi utilisé des cartes locales en isopaques mètres ou temps, déjà existantes, en particulier pour le Trias et le Jurassique (Alevina, 1991 ; Gaya, 1992 ; Montmean, 1992), et des cartes régionales en isopaques mètres ou temps, en particulier pour le Crétacé (Trichon & Huyghe, 1991). Les cartes présentées sont certes imprécises, mais elles permettent d'uniformiser les données et d'avoir des documents synthétiques à l'échelle du graben. Sur celles-ci, l'échelle stratigraphique montre, en rouge, l'espace de temps correspondant à la carte des isopaques considérées ; en lignes ondulées sont représentées les discordances. Le code des couleurs entre deux courbes isopaques est le même pour toutes les cartes, bleu clair pour les faibles épaisseurs à bleu foncé pour les fortes épaisseurs. L'équidistance entre deux courbes isopaques est de 100 mètres. Seules les cartes du Jurassique inférieur et du Crétacé supérieur ont une équidistance de 200 mètres entre les courbes isopaques, mais la couleur associée au double intervalle correspond à l'intervalle inférieur des autres cartes (e. g. la couleur qui représente 200 à 400 mètres est la même que celle qui représente 200 à 300 mètres).

VI.3.1.1) Carte des isopaques actuelles du Jurassique inférieur et moyen.

Cette carte des isopaques représente l'épaisseur des sédiments préservés de la base du Rhétien à la base du Jurassique supérieur (Fig. VI.1). Les épaisseurs varient de 0 à 2000 mètres. Les dépôts sont alignés dans le graben en lanières NW-SE. Sur les plates-formes de part et d'autre du graben, les dépôts sont totalement érodés. Dans le graben, on retrouve la trace de trois érosions principales :

- Érosion base Jurassique supérieur, qui, d'après les données sismiques, est presque concordante dans le centre du graben ; l'écart angulaire avec les séries sous-jacentes augmente vers les bordures (cf. figure 3 du § VI.3).

- Érosion base Crétacé qui, comme la précédente, est presque concordante dans le graben et qui recoupe les couches sous-jacentes au niveau des bordures du graben (cf. figure 3 du § VI.3). Sur les plates-formes du graben, les dépôts du Jurassique sont totalement érodés. Il est difficile de préciser quand cette érosion a commencé. Néanmoins, les dépôts du Jurassique supérieur sont clastiques et représentent des produits d'érosion proches qui peuvent venir de l'érosion des plates-formes. Ceci daterait le début de l'érosion des plates-formes, à partir de la base du Jurassique supérieur.

- Érosion base Tertiaire qui affecte surtout les sédiments du Jurassique inférieur et moyen dans la partie nord-ouest du graben. Cette érosion est liée à l'inversion du graben pendant le Crétacé supérieur.

Les structures que l'on observe dans le graben sont scellées par la discordance base Jurassique supérieur. Cette structuration, de la fin du Jurassique moyen est le résultat d'une extension qui entraîne une faible composante décrochante dextre sur le "Broad Fourteens Basin" (Van Wihje, 1987a). Le "Broad Fourteens Basin" étant orienté NW-SE, la direction d'extension doit se situer autour de ENE-WSW à E-W pour permettre un faible décrochement dextre. On note qu'à l'Ouest du graben les dépôts alignés NW-SE semblent plus épais dans leur partie nord, et qu'à l'Est du graben les dépôts alignés NW-SE semblent plus épais dans leur partie sud. Ce mouvement opposé des blocs basculés est caractéristique d'une composante décrochante dextre pendant l'extension, comme nous le verrons plus loin (cf § VI.4.1.4).

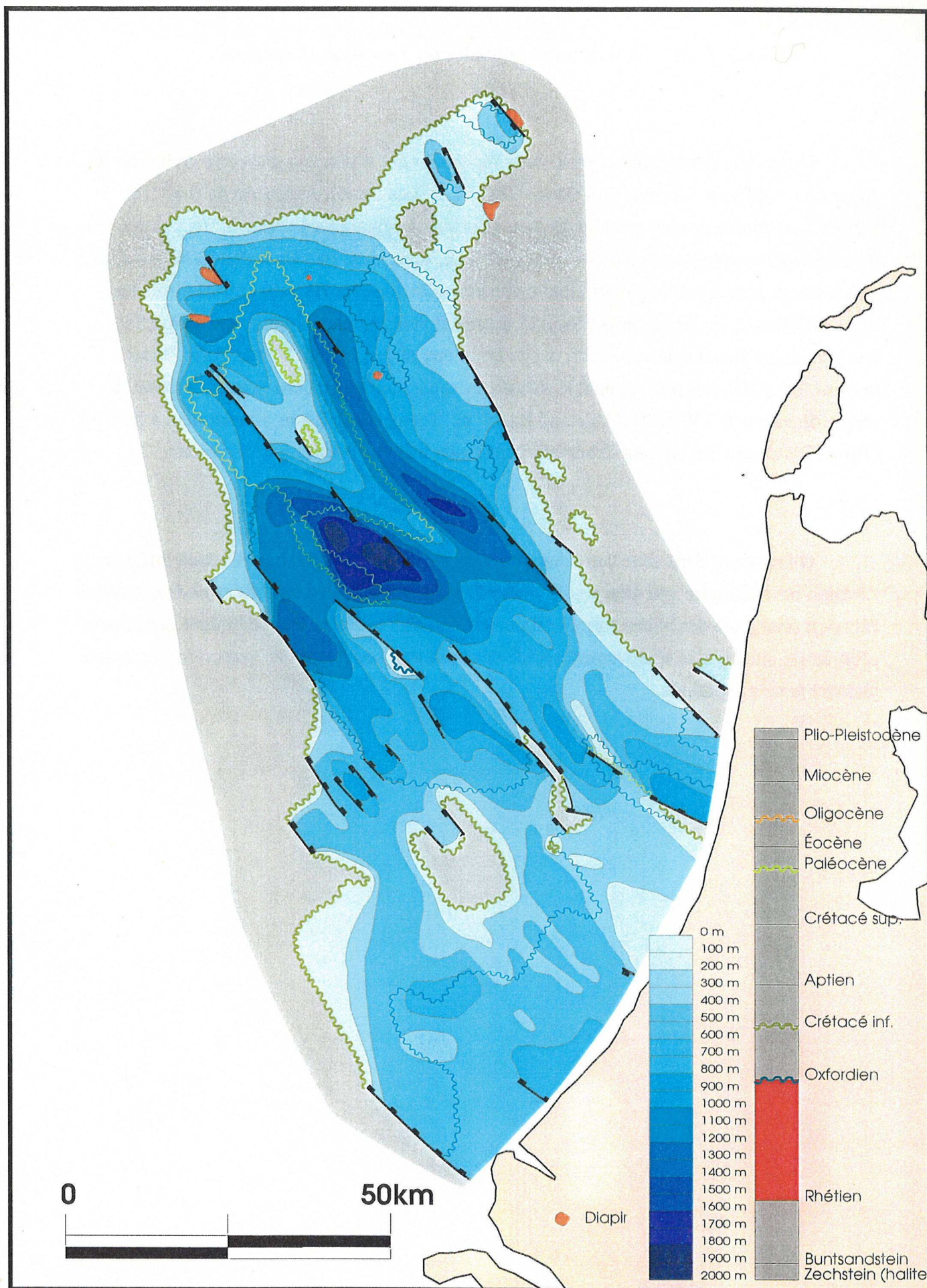


Figure VI.1 : Carte des isopaques résiduelles du Jurassique inférieur et moyen.

VI.3.1.2) Carte des isopaques actuelles du Jurassique supérieur.

Cette carte des isopaques représente l'épaisseur des sédiments préservés de la base du Jurassique supérieur à la base du Crétacé (Fig. VI.2). Les épaisseurs varient de 0 à 1500 mètres. Les dépôts ne sont pas alignés dans le graben comme précédemment. Ils ont la forme d'un losange et sont limités par des failles NW-SE, mais aussi par des failles WNW-ESE. La structuration Jurassique supérieur montre une nouvelle direction de failles qui contrôle les dépôts. Celles-ci, de direction WNW-ESE semblent indiquer une variation de la direction d'extension au Jurassique supérieur, qui pourrait être alors NE-SW à NNE-SSW. Nous verrons (cf. § VII.1.4) que pendant le Jurassique supérieur des grabens orientés suivant la même direction WNW-ESE ("Vlieland Basin" et "Terschelling Basin") se forment à l'Est du "Broad Fourteens Basin", suggérant aussi un changement de direction d'extension.

On retrouve dans cette carte deux surfaces d'érosion, l'érosion base Crétacé inférieur, et l'érosion base Tertiaire, qui affectent le centre du graben. C'est pendant cette période que se fait l'érosion principale des plates-formes du graben. La forte épaisseur des sédiments détritiques accumulés, ainsi que le soulèvement rapide des bordures, suggèrent une extension importante pendant la même période.

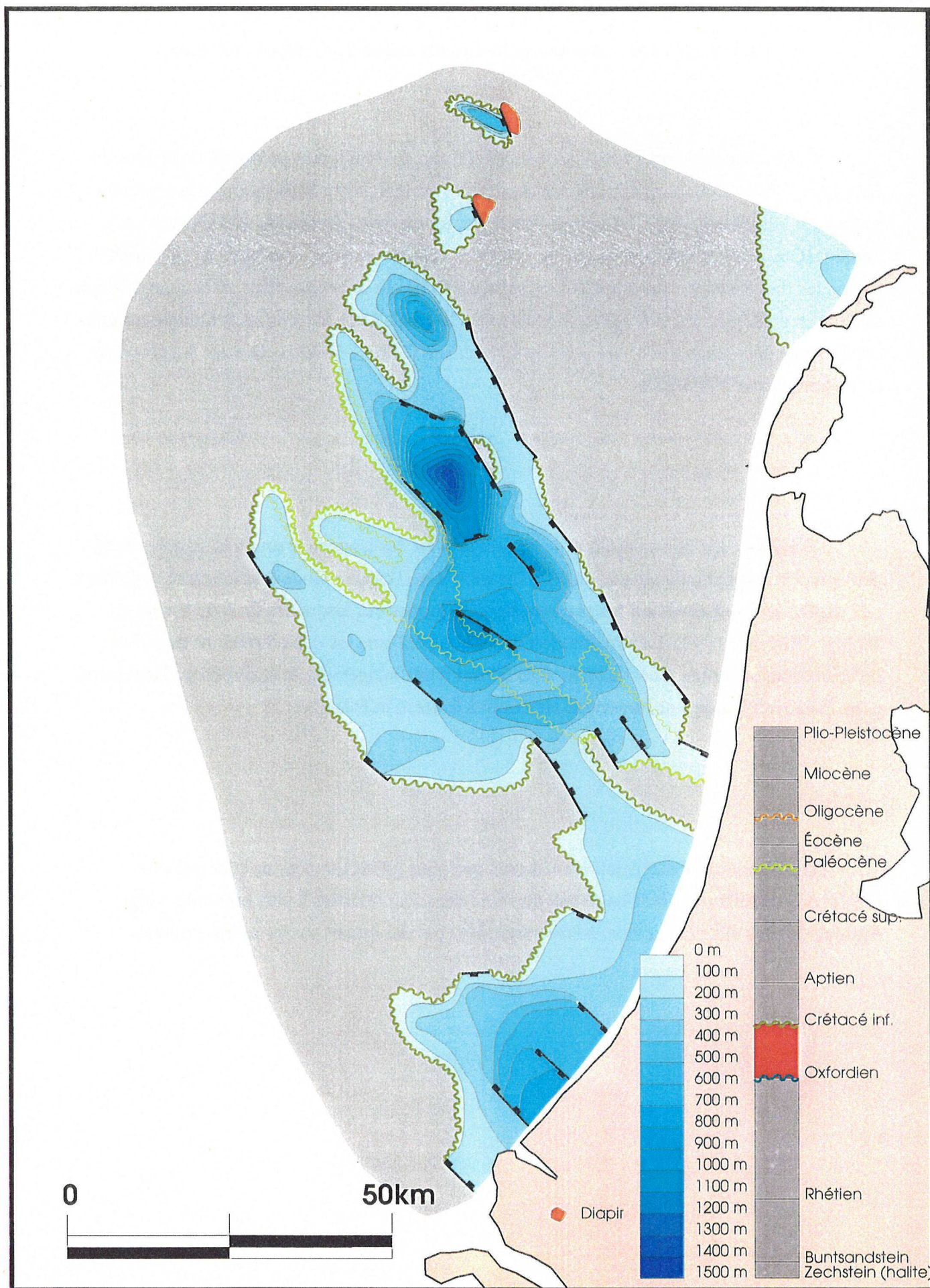


Figure VI.2 : Carte des isopagues résiduelles du Jurassique supérieur.

VI.3.1.3) Carte des isopaques actuelles du début du Crétacé inférieur.

Cette carte des isopaques représente l'épaisseur des sédiments préservés de la base du Crétacé à la base Aptien (Fig. VI.3). Les épaisseurs varient de 0 à 1100 mètres. Le centre du graben est totalement érodé, les dépôts restant sur les bordures du graben sont répartis en lanières. Ces lanières semblent avoir une structure opposée à celles observées sur la carte des isopaques du Jurassique moyen. Ceci est surtout visible sur la bordure Est, où la zone de dépôt maximum préservée (>1000 mètres) se situe vers le Nord. Cette structuration indiquerait une composante décrochante sénestre pendant l'extension. Ce sens de décrochement suggère une extension autour NNE-SSW.

Toutefois, les informations données par la carte des isopaques sont très limitées et ne peuvent être que des indications ; en effet l'érosion base Tertiaire érode tout le centre du graben. Les dépôts sont préservés sur les plates-formes du graben sur lesquelles ils progressent en "onlap" (Huyghe, 1992). La structuration du graben confirme les deux directions de failles précédemment décrites. Ceci va aussi dans le sens d'un changement de la direction d'extension entre Jurassique moyen et Jurassique supérieur à Crétacé inférieur.

Les directions d'extension précédentes que nous avons données ne sont que des indications déduites de données de sub-surface (elles sont données à plus ou moins vingt degrés), de plus elles demandent à être confirmées par des études sur les autres grabens.

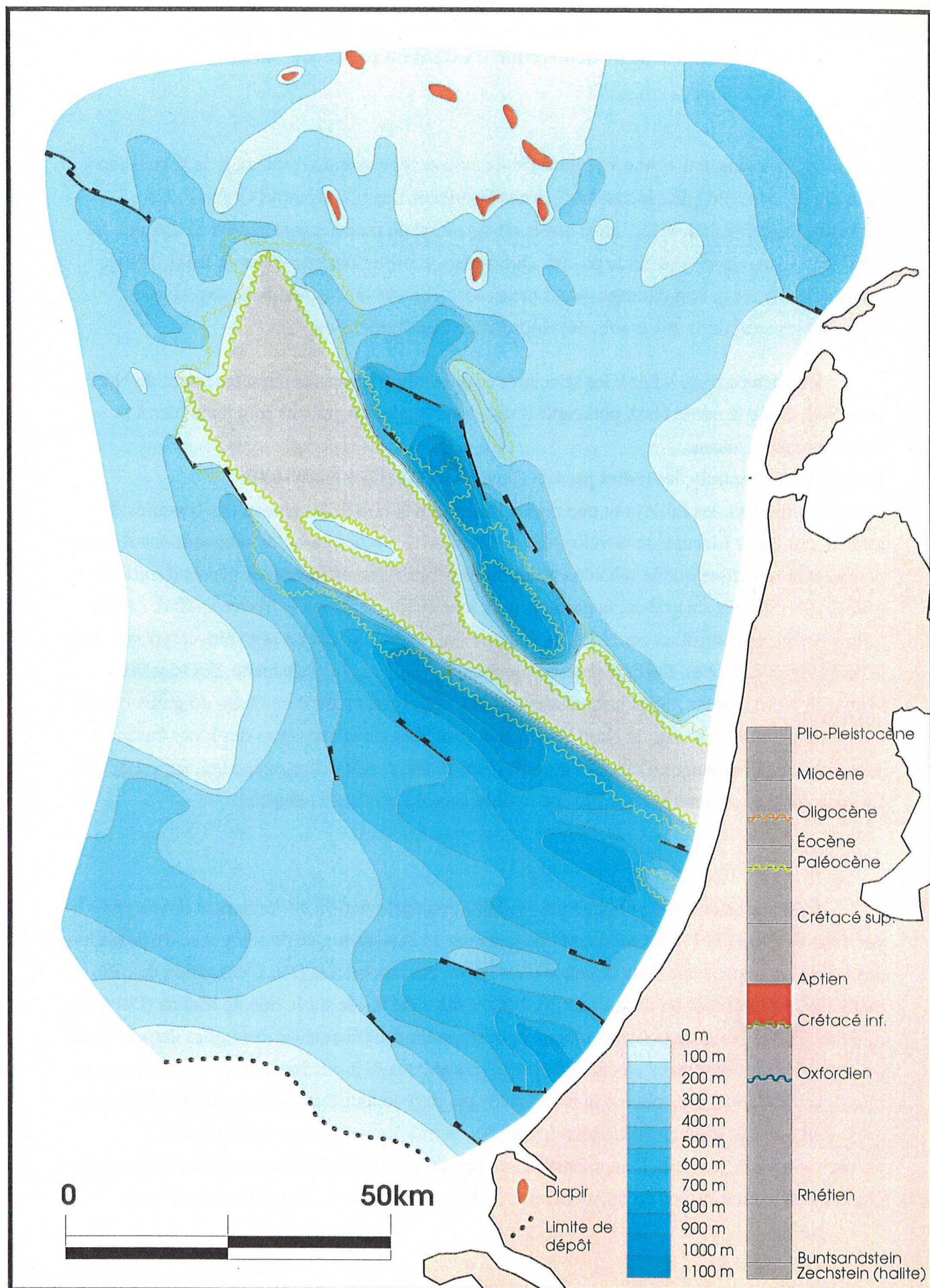


Figure VI.3 : Carte des isopaques résiduelles du Crétacé inférieur.

VI.3.1.4) Approche de la direction d'extension par modélisation analogique.

Nous avons réalisé une vingtaine d'expériences représentant l'évolution de l'extension à l'échelle de la croûte, pour le système "Broad Fourteens Basin" - "Central Graben". Le dispositif expérimental utilisé, ainsi que la composition du modèle, sont décrits au chapitre III (Fig. III.5). Le même type de dispositif, utilisé pour le rifting oblique (Tron & Brun, 1991), montre des résultats comparables. Nous présentons une vue de surface d'une expérience montrant les structures qui se sont développées pendant l'extension.

En surface (Fig. VI.4a), les structures se développent presque simultanément au Nord et au Sud. Dans la partie nord, plus rapidement développée, les grabens sont parallèles à la discontinuité de vitesse.

Dans la partie centrale, les failles passent d'une direction N-S à NNW-SSE.

Dans la partie sud, les failles ont une orientation N-S à NW-SE. Au niveau des bordures du graben, des blocs basculés se développent en échelon. Ces blocs basculés subissent une rotation horaire. On remarque que la subsidence des blocs basculés est différente de part et d'autre du graben. Du côté Est du graben, la partie la plus subsidente des blocs se trouve au Sud, car les failles normales contrôlant ces blocs, en bordure Est du graben, ont un rejet plus important vers le Sud (Fig. VI.4a et b). Du côté Ouest du graben, la partie la plus subsidente des blocs se trouve au Nord, car les failles normales contrôlant ces blocs, en bordure Ouest du graben, ont un rejet plus important vers le Nord (Fig. VI.4a et b). Ces caractéristiques des blocs basculés sont relatives à l'existence d'une composante décrochante pendant l'extension qui, ici, est dextre. La zone centrale du graben reste peu fracturée et subside pendant l'extension.

L'approche du rifting oblique par modélisation analogique a été largement développée par Tron & Brun (1991). Ils montrent que la forme de l'histogramme de fréquence d'orientation des failles est dépendante de la direction d'extension par rapport à la DV. L'utilisation de cette méthode de détermination de la direction d'extension a été testée sur la ride de Mohns (Dauteuil & Brun, 1993). Nous ne pouvons utiliser un histogramme d'orientation des failles dans le cadre du "Broad Fourteens Basin", à cause du polyphasage de la déformation et d'un échantillonnage médiocre des failles. Néanmoins la variation de pendage le long des failles bordières du graben, qui induit une variation de l'épaisseur des dépôts, permet de retrouver la composante décrochante de l'extension. L'augmentation de l'épaisseur des dépôts au niveau des bordures du graben se fait dans le sens du décrochement (vers la droite pour un décrochement dextre).

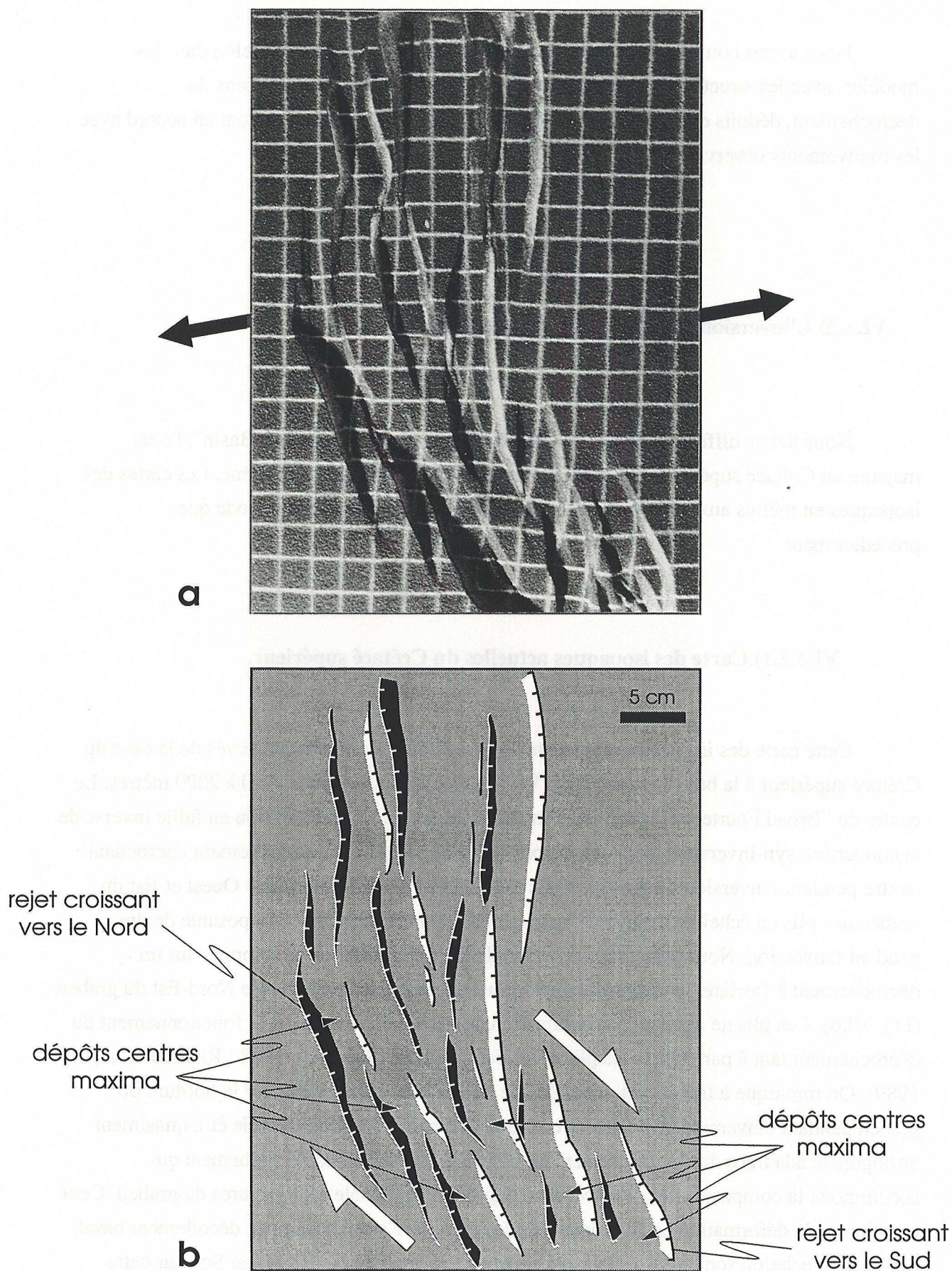


Figure VI.4 : Expérience à l'échelle de la croûte, (a) vue de surface à la fin de l'extension, (b) schéma interprétatif.

Nous avons comparé les caractéristiques des blocs basculés en échelon dans les modèles, avec les structures observées dans les cartes des isopaques. Les sens de décrochement, déduits des variations de subsidence des cartes isopaques, sont en accord avec les mouvements observés dans les expériences.

VI.3.2) L'inversion du "Broad Fourteens Basin".

Nous avons différencié deux inversions dans le "Broad Fourteens Basin", l'une, majeure au Crétacé supérieur, et l'autre, mineure à la limite Éocène-Oligocène. Les cartes des isopaques en mètres aux deux époques, sont réalisées selon la même méthode que précédemment.

VI.3.2.1) Carte des isopaques actuelles du Crétacé supérieur.

Cette carte des isopaques représente l'épaisseur des sédiments préservés de la base du Crétacé supérieur à la base Tertiaire (Fig. VI.5). Les épaisseurs varient de 0 à 2000 mètres. Le centre du "Broad Fourteens Basin" est complètement érodé. La structuration en faille inverse de la couverture syn-inversion, ainsi que les plis associés, suggèrent un mouvement décrochant dextre pendant l'inversion du graben. Nous avons observé sur les bordures Ouest et Est du graben des plis en échelon, à partir de sismique 3D, qui montrent une composante dextre pendant l'inversion. Nous présentons un exemple de plis en échelon développés sur un décrochement à l'arrière du chevauchement principal de la bordure inversée Nord-Est du graben (Fig. VI.6). Ces plis ne donnent pas la direction de raccourcissement car le fonctionnement du décrochement tant à paralléliser les plis et le décrochement (Sylvester, 1988 ; Richard & al., 1989). On remarque à travers cet exemple une partition du mouvement sur la bordure du graben pendant l'inversion, avec une direction de chevauchement qui semble être quasiment orthogonale à la trace du chevauchement et, à l'arrière de celui-ci, le décrochement qui accommode la composante de déplacement longitudinal parallèle aux bordures du graben. Cette partition de la déformation est favorisée dans la couverture par le niveau de décollement basal. Des plis en échelon sont aussi visibles au niveau de chevauchements plus au Sud sur cette bordure (cf. Fig. II.12, Roelofsen & De Boer, 1991), et témoignent d'une composante décrochante sur les chevauchements.

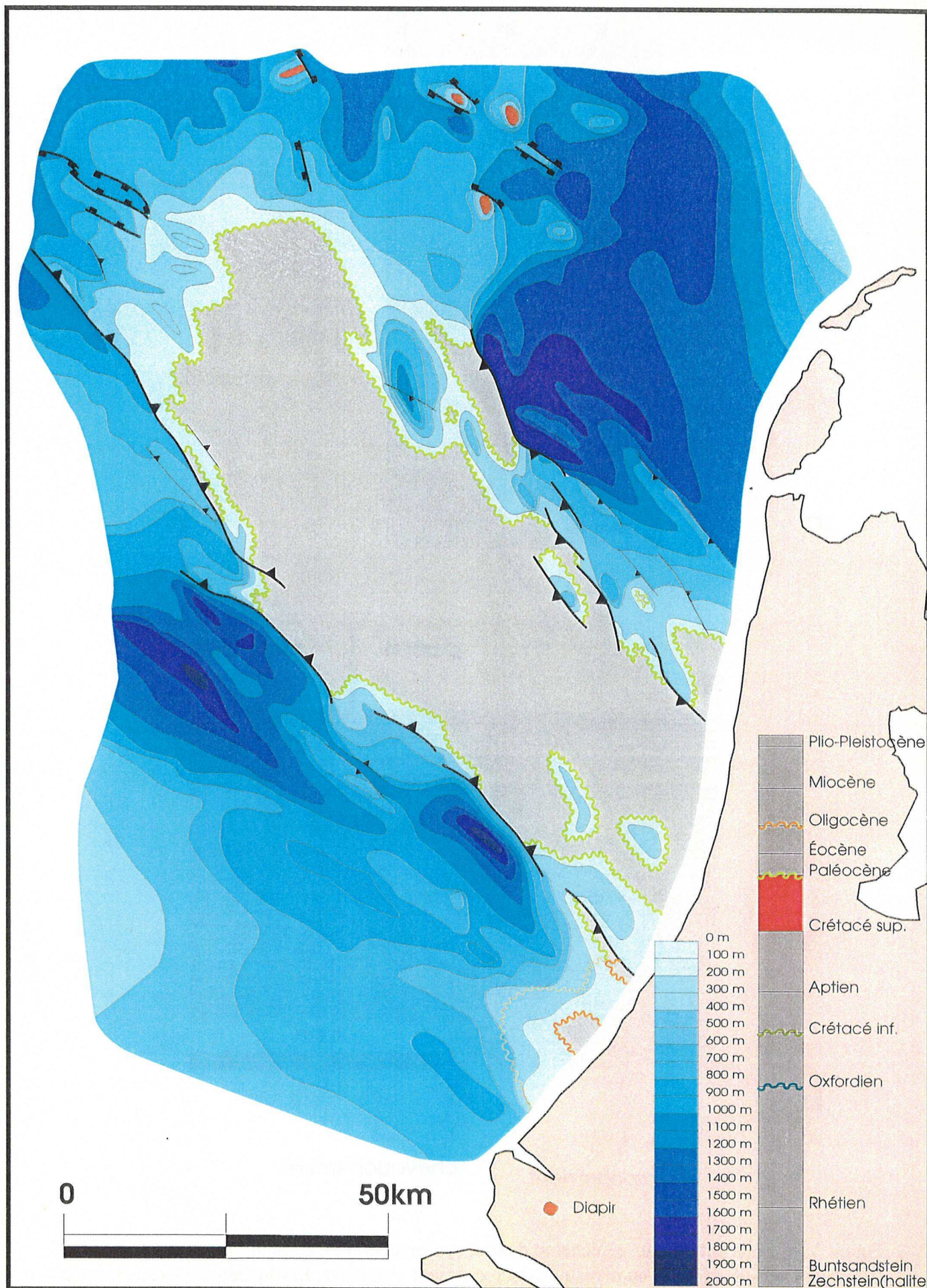


Figure VI.5 : Carte des isopagues résiduelles du Crétacé supérieur.

[La sismique industrielle 3D est un outil géophysique qui permet d'acquérir des images des structures superficielles de la croûte avec une très grande précision. Elle permet de produire une grille de lignes sismique très serrées (ici tous les vingt cinq mètres). En traitant l'information avec un logiciel approprié, Sismage (développé par la DRGG - SNEA(P)), on réalise un pointé automatique des horizons qui peuvent ensuite servir de guide à l'extraction d'attributs (amplitude sismique, valeur de pendage...). Le calage accident/sédimentation par le biais des données de puits permet d'établir un calendrier tectonique précis. Ces possibilités ont été utilisées pour étudier l'évolution structurale de la bordure Nord-Ouest du "Broad Fourteens Basin" en la comparant à l'ensemble du graben, d'une part, et aux grands événements tectoniques régionaux de l'autre. Des données sur papier de sismique 3D concernant la bordure sud-est sont à l'origine de la carte des plis en échelon présentée (Fig. VI.6).]

VI.3.2.1) Carte du soulèvement lié à l'inversion crétacé supérieur.

La carte des sédiments déposés pendant l'inversion est à relier à la figure 6 de l'article (cf. § VI.3), qui donne les épaisseurs de séries érodées. En couplant les deux cartes, on obtient une valeur du soulèvement du graben par rapport à ses marges (Fig. VI.7). On constate sur cette carte que les mouvements différentiels peuvent atteindre 5000 mètres. Si l'on suppose une absence d'érosion et de sédimentation pendant l'inversion, le "Broad Fourteens Basin" représenterait une véritable montagne aussi élevée que les Alpes. Nous avons signalé dans l'article l'importance de l'épaisseur de la couverture dans le chevauchement des plates-formes (nous allons y revenir au § VII.4.2.3). En corrélation avec ces constatations, si l'inversion du "Broad Fourteens Basin" s'était faite sans érosion, le soulèvement aurait été certainement moindre, car l'énergie nécessaire à un soulèvement de 5000 mètres aurait été supérieure à celle fourni en réalité.

Sur la carte on remarque une zone orientée NE-SW sans soulèvement sur les plates-formes et à soulèvement moins fort dans le graben (Fig. VI.7). Cette zone peut être en relation avec des mouvements affectant toute la croûte ou toute la lithosphère. Nous avons peut-être ici l'expression d'un flambage lithosphérique, mais il faudrait des données précises sur toute la Mer du Nord pour étayer cette hypothèse.

L'inversion Crétacé supérieur est un événement majeur de l'histoire de ce graben puisqu'elle le transforme en un objet déformé, ayant perdu une part importante de ses sédiments, et nous rend ainsi très difficile, par la présence de sel et d'une composante décrochante pendant l'inversion, sa reconstruction anté-inversion.

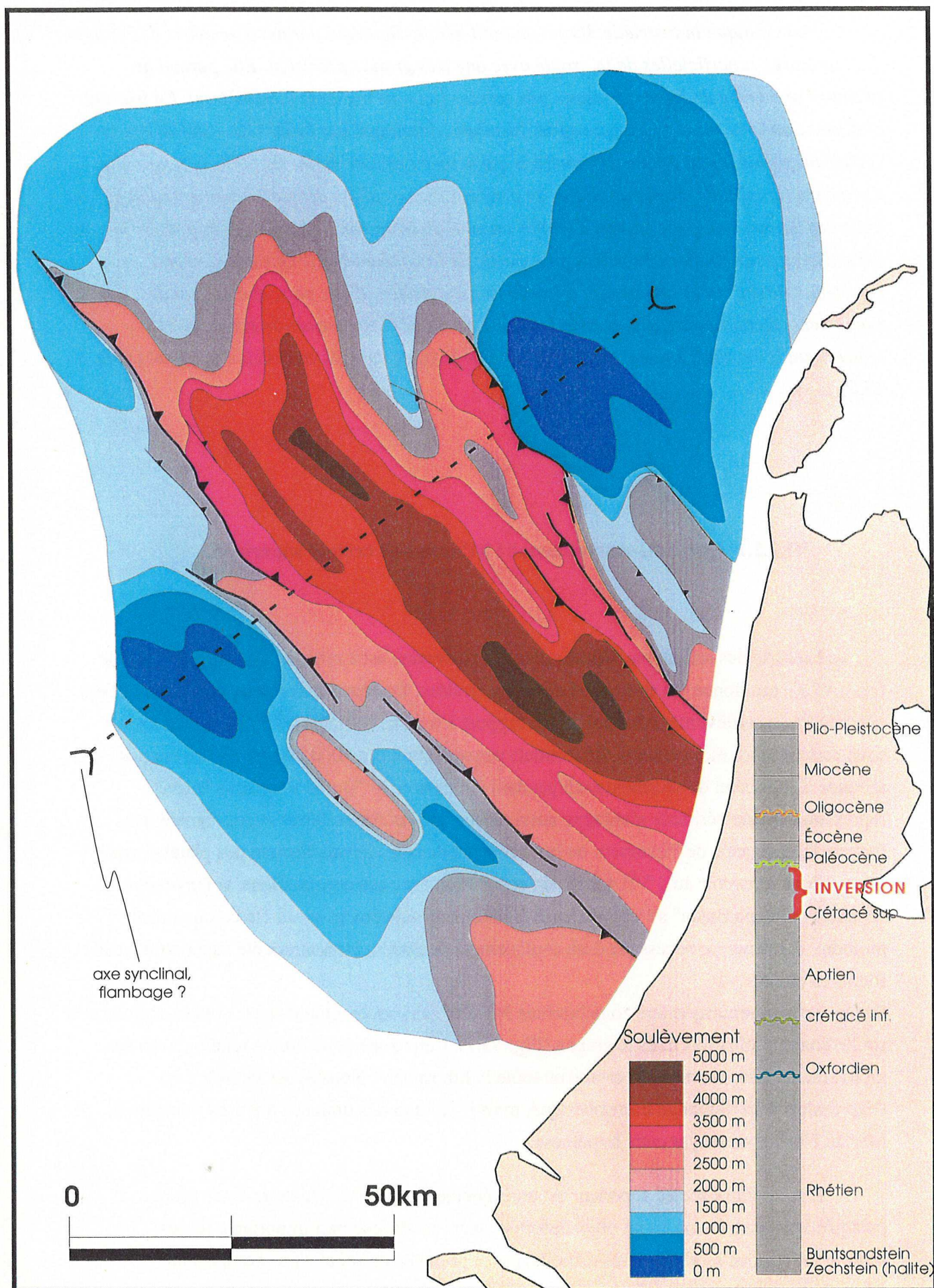


Figure VI.7 : Carte du soulèvement lié à l'inversion Crétacé supérieur.

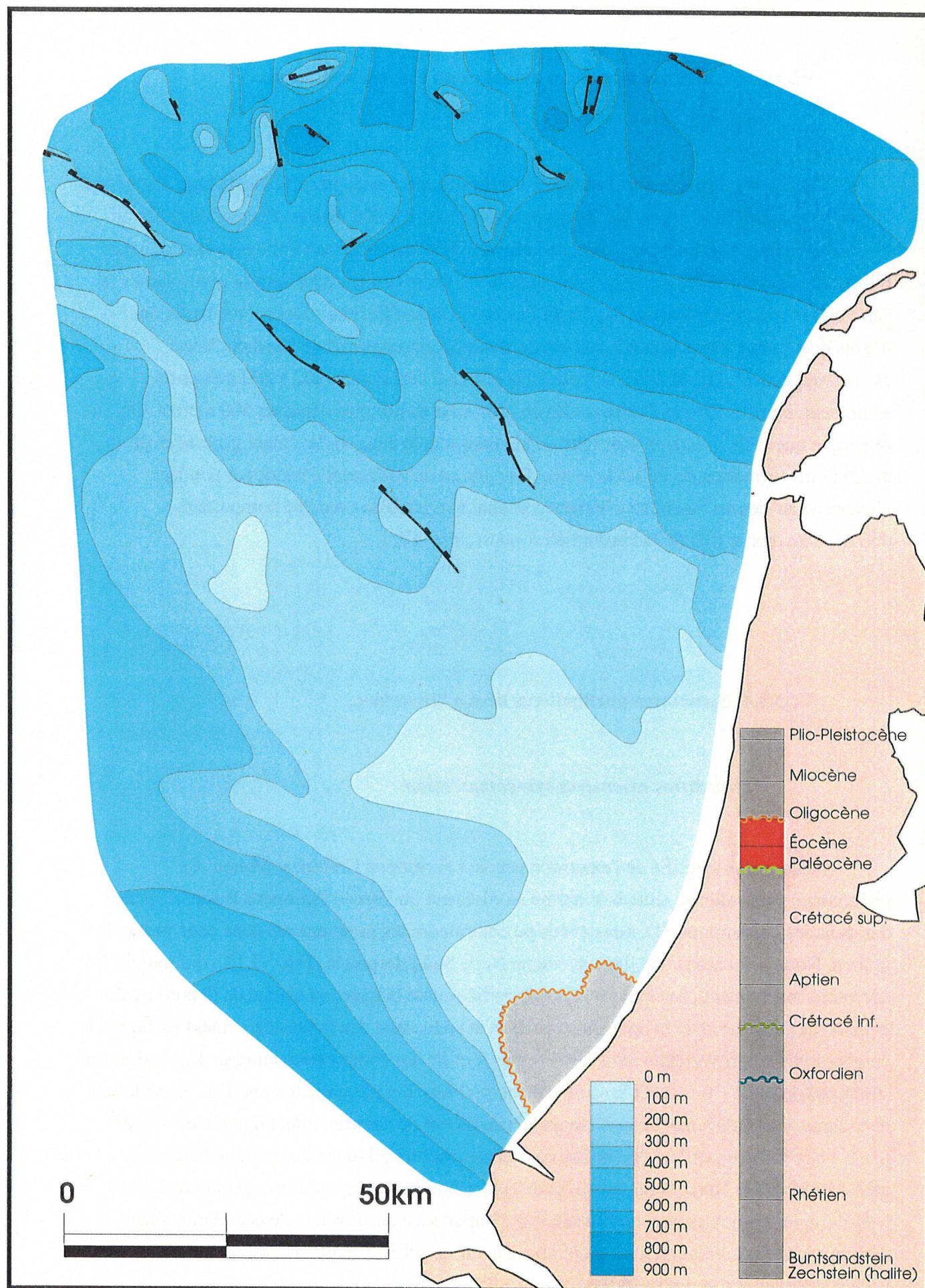


Figure VI.8 : Carte des isopagues résiduelles du Paléocène-Éocène.

VI.3.2.3) Carte des isopaques actuelles du Paléocène-Éocène.

Cette carte isopaque représente l'épaisseur des sédiments préservés de la base Tertiaire à la base Oligocène (Fig. VI.8). Les épaisseurs varient de 0 à 900 mètres. Pendant le début de l'Éocène, les dépôts étaient isopaques ; à la fin de l'Éocène, le "Broad Fourteens Basin" a été faiblement inversé par une compression quasi N-S. Celle-ci a entraîné dans la partie sud de la carte une érosion complète des dépôts du Paléocène et de l'Éocène, ainsi qu'une partie des dépôts du Crétacé. Dans la partie sud-est de la carte, qui représente le Nord du "West Netherland Basin", l'inversion a certainement entraîné l'érosion de 600 à 800 mètres de sédiments. Pour le "Broad Fourteens Basin" l'érosion ne doit pas dépasser 500 mètres. On remarque que cette inversion s'est faite de manière souple avec soulèvement généralisé du graben sans formation de failles inverses. Des plis en échelon sont développés pendant l'inversion au-dessus du chevauchement ; ils sont compatibles avec une composante décrochante dextre (3D de la bordure nord-ouest ; Fig. VI.9).

VI.3.2.4) Structures particulières liées à l'inversion.

** Structures extensives syn-compression.*

Nous avons identifié de l'extension pendant l'inversion Crétacé supérieur. Ce phénomène particulier se situe à l'extrême Nord-Ouest du "Broad Fourteens Basin". Grâce à des données de sismique 3D, nous avons pu contraindre les mouvements dans cette partie du graben. Nous présentons une ligne sismique Nord-Sud interprétée (Fig. VI.10), qui montre le décro-chevauchement principal (dc) dans la partie sud de la ligne, au niveau de la bordure du graben. La partie nord de la ligne présente dans la couverture des failles légèrement listriques, à vergence Nord, qui s'arrêtent dans le sel (entre A et B). La compression entraîne l'inversion des structures de socle (sous A) et le soulèvement de celui-ci, préférentiellement dans la partie sud de la ligne. Ce soulèvement provoque une pente du toit du socle en direction du Nord ; cette pente est suffisante pendant l'inversion pour déclencher un glissement gravitaire local de la couverture vers le Nord. Nous avons ici de l'extension syn-compression (qui continue aussi post-compression). Ces structures traduisent l'importance des niveaux de décollement dans la déformation et montrent qu'il est préférable d'avoir un schéma régional clair de la déformation pour interpréter une structure locale.

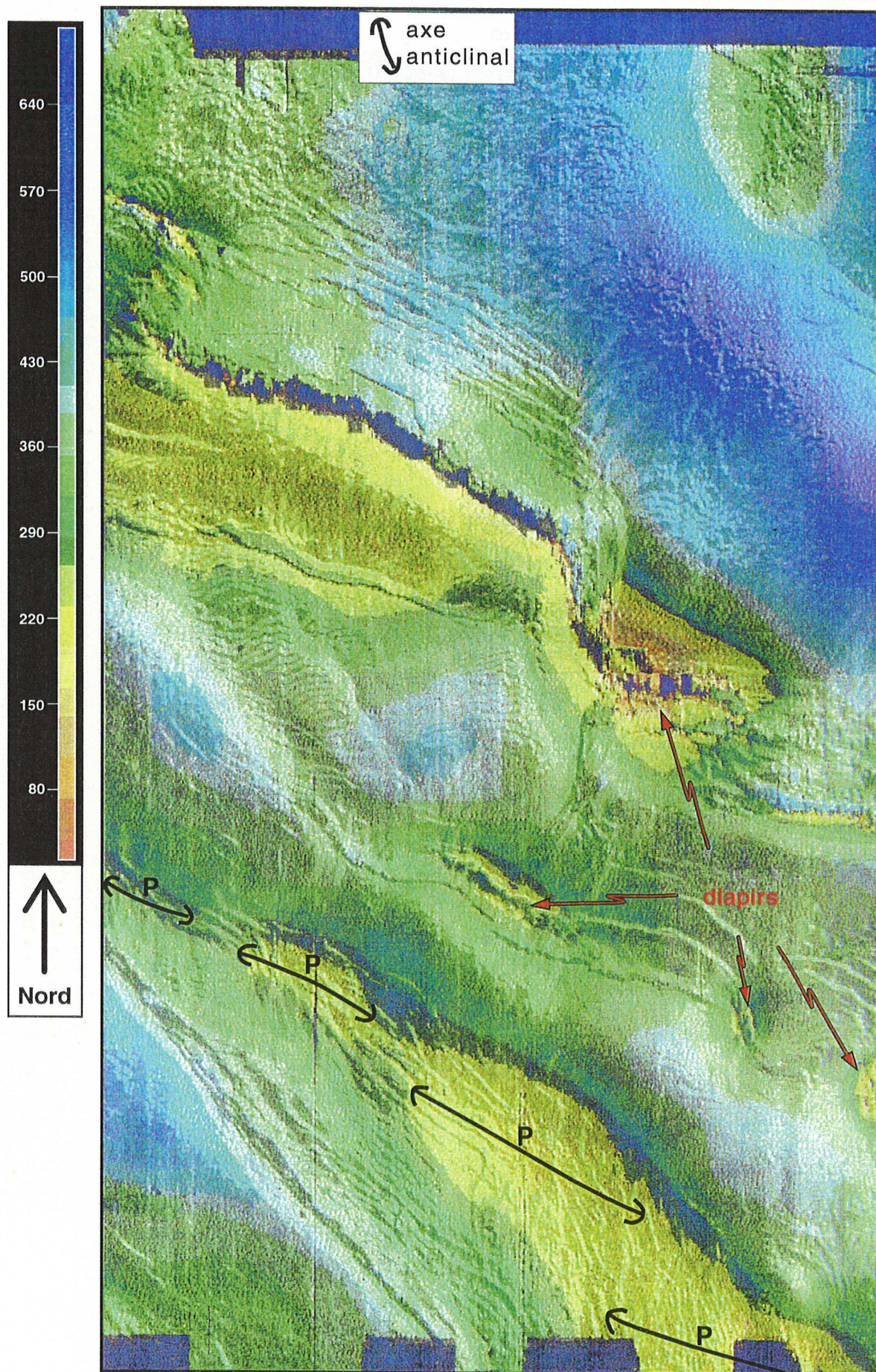


Figure VI.9 : Carte isopaque temps (millisecondes) du Paléocène-Éocène (entre les horizons E et F sur la figure VI.10), avec éclairage venant du Sud-Est. Plis en échelon (P) au dessus du chevauchement (notés p.t. sur la figure VI.10).

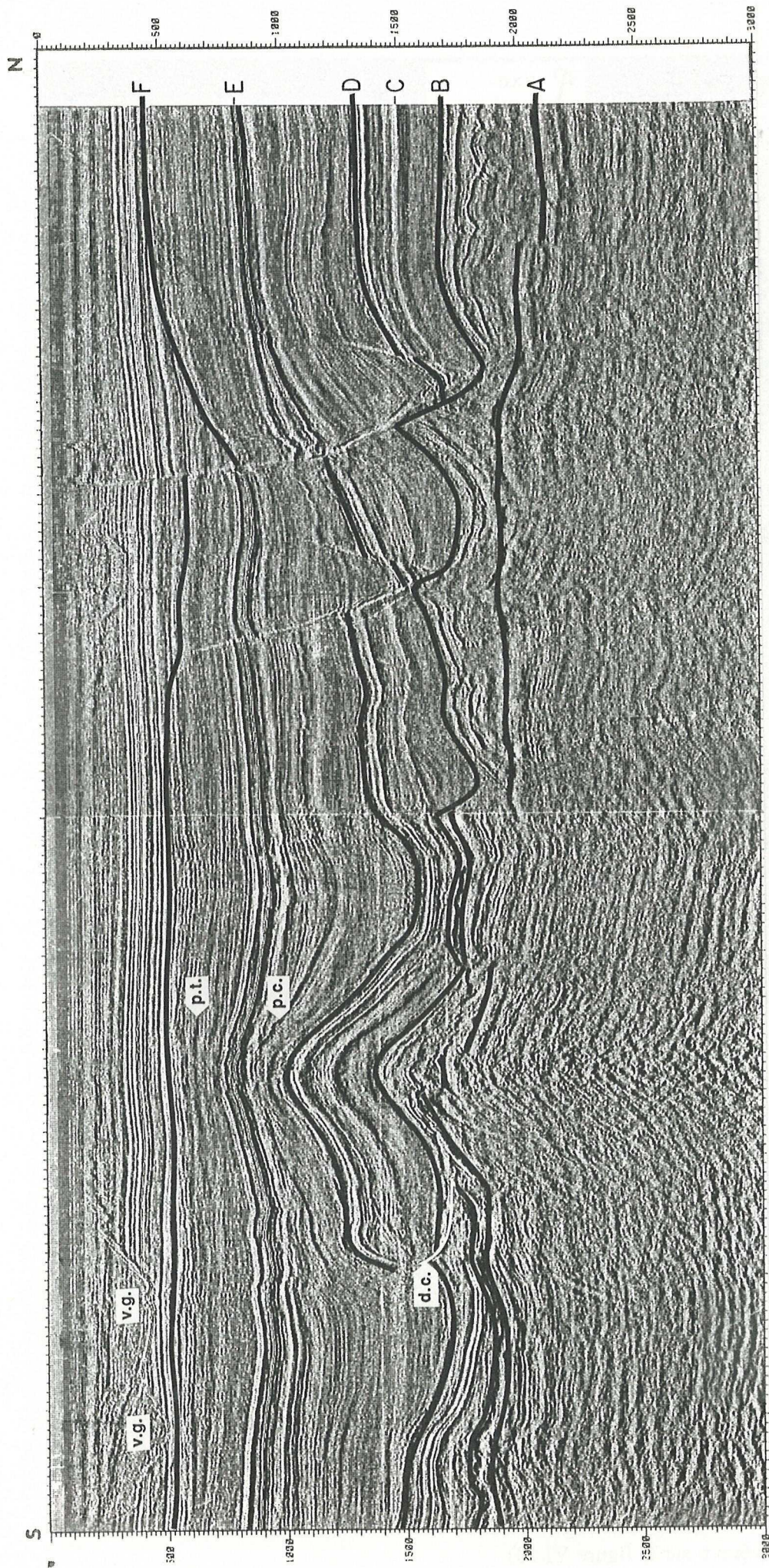


Figure VI.10 : Ligne sismique temps (millisecondes) S-N située dans la partie ouest de la figure VI.9. Cette ligne montre dans la partie sud une remontée du socle, liée à l'inversion, par rapport à la partie nord; la pente formée par le socle entraîne un glissement de la couverture (entre les horizons B et E) sur le sel avec formation de failles listriques s'arrêtant dans le sel. Les horizons représentés sont : A, base sel Zechstein; B, base Trias; C, discordance base Crétacé; D, base Crétacé supérieur; E discordance base Tertiaire; F, discordance Éocène-Oligocène. Abréviations : d.c., décrochement de bordure du graben; p.c., plis Crétacé supérieur; p.t., plis Tertiaire; v.g., vallée glaciaire quaternaire.

*** *Chevauchements de bordure du graben.***

Les deux articles précédents suggèrent l'importance des diapirs de bordure de graben pendant la compression. Nous allons illustrer cette idée sur la partie nord de la bordure ouest du "Broad Fourteens Basin", par plusieurs lignes sismiques interprétées. Sur une la figure VI.11, montrant un profil et son interprétation, le toit du sel est recoupé par la discordance base Crétacé. Ceci suggère l'existence d'un diapir sur la bordure du graben pendant l'extension.

L'évolution Nord-Sud de la bordure ouest à travers plusieurs profils montre :

- Le raccordement progressif du toit du sel sur le chevauchement, vers le Sud, indiquant la diminution du diapir potentiel (Fig. VI.12b et c).
- Le redressement du chevauchement quand l'épaisseur de la couverture croît (Trias, Jurassique et Crétacé inférieur), vers le Sud (Fig. VI.12c et d).
- L'apparition de plis et de chevauchements vers le centre du graben avec l'augmentation de l'épaisseur de la couverture, vers le Sud (Fig. VI.12c et d).
- Le remplacement progressif du sel (halite) par des niveaux plus résistants (anhydrite, carbonates, grès) vers le Sud (Fig. VI.12d).

Le chevauchement de la couverture du graben sur la plate-forme est d'autant plus facilité que l'épaisseur de la couverture sur la plate-forme est faible, que l'épaisseur du sel est importante et que le chevauchement se localise sur un ancien diapir.

VI.4) Conclusions.

Cette étude du "Broad Fourteens Basin" met en avant quatre points :

- L'importance des niveaux de décollements et des diapirs dans la déformation.
- L'importance de l'épaisseur de la couverture sur le niveau de décollement.
- L'importance de la composante décrochante en extension et en compression.
- Le "Broad Fourteens Basin" est inversé avec une composante décrochante dextre, ce qui suggère une direction de raccourcissement voisine de Nord-Sud.

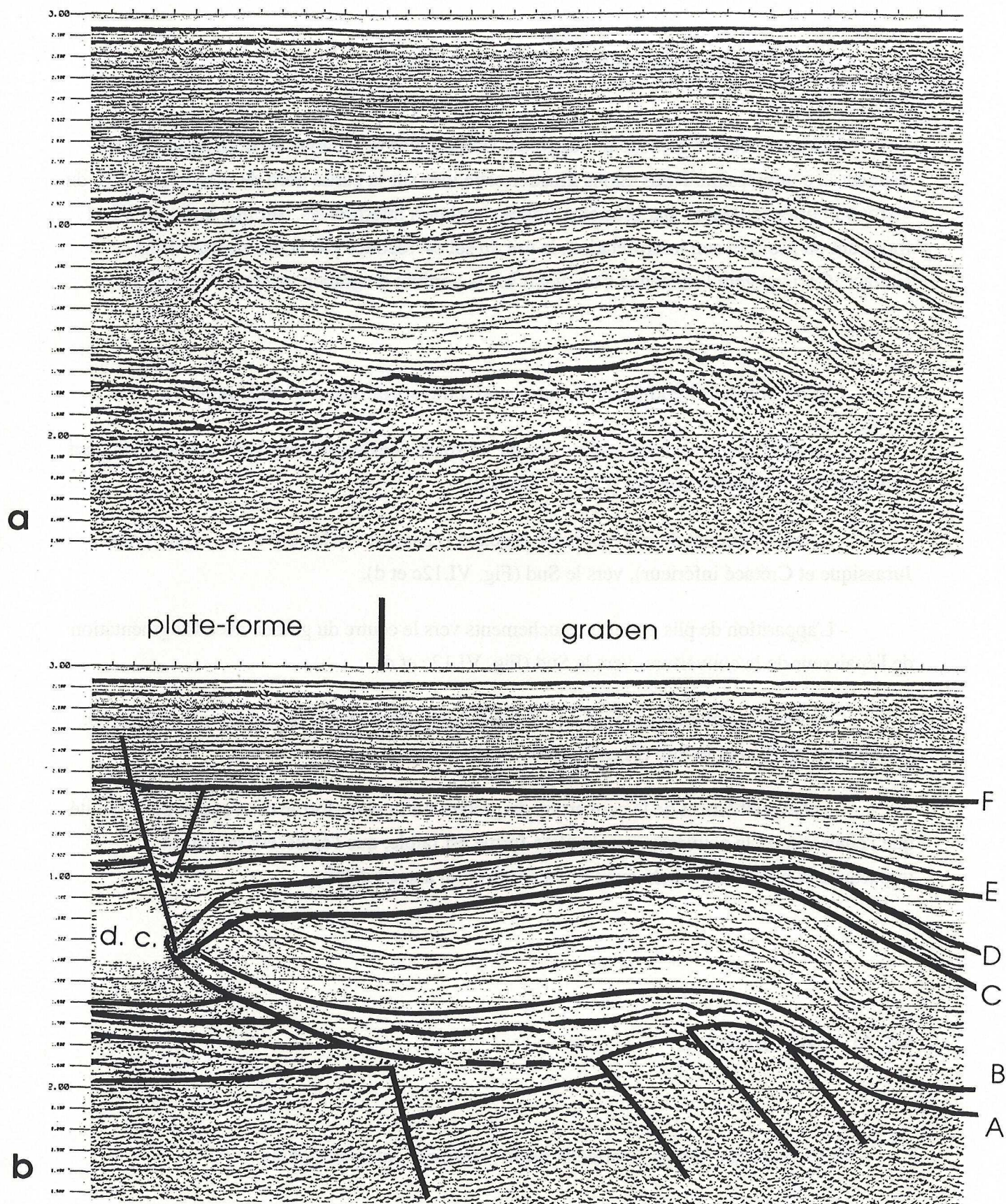


Figure VI.11 : Ligne sismique temps (millisecondes) SW-NE située dans la partie nord de la boudure ouest du "Broad Fourteens Basin". (a) Ligne sismique vierge, (b) Ligne sismique interprétée. Les horizons représentés sont : A, base sel Zechstein ; B, base Trias ; C discordance base Crétacé inférieur ; D, base Crétacé supérieur ; E discordance base Tertiaire ; F, discordance Éocène-Oligocène. Abréviations : d.c. , décrochevauchement de bordure sur ancien diapir.

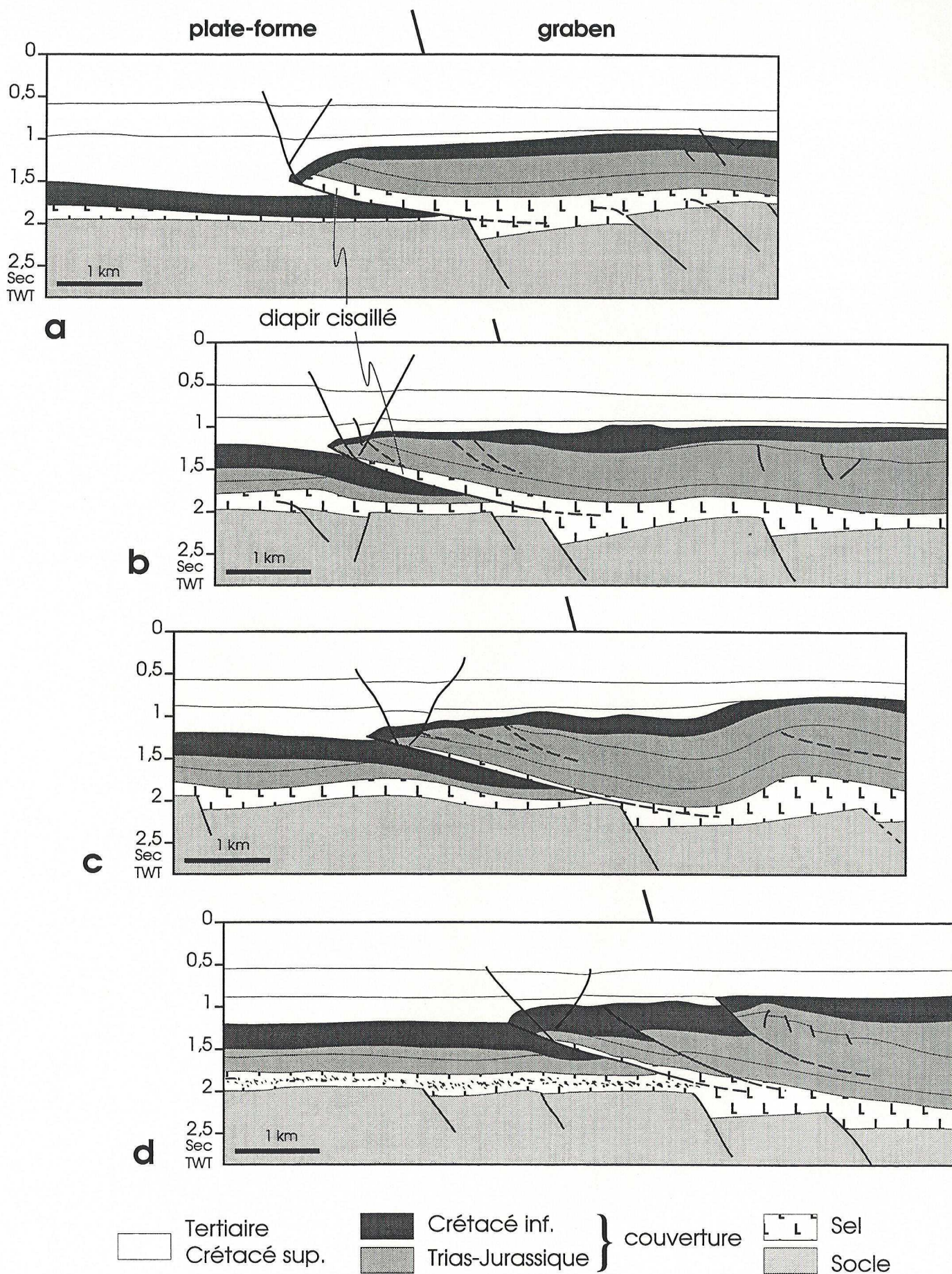


Figure VI.12 : Évolution nord-sud de la bordure occidentale du "Broad Fourteens Basin".
 a et b, diapir cisailé; b, augmentation de l'épaisseur de la couverture sur la plate-forme;
 c et d, disparition du diapir et augmentation de l'épaisseur de la couverture.

IIIème Partie :

L'inversion, approche régionale.

CHAPITRE VII) Inversion des grabens à l'échelle régionale.	189
VII.1) Les différents Grabens.....	189
VII.1.1) Le "Central Netherlands Basin" et le "West Netherlands Basin".	189
* Un cas particulier.	191
VII.1.2) La partie sud du "Central Graben".	191
VII.1.2.1) La partie hollandaise du "Central Graben".	191
VII.1.2.2) La partie danoise du "Central Graben".	193
VII.1.3) Le "Horn Graben" et le "Glückstadt Graben".	195
VII.1.4) Le "Vlieland Basin" et "Terschelling Basin".	195
VII.1.5) Le "Sole Pit Basin".	197
VII.1.6) Le "Lower Saxony Basin".	198
VII.1.7) La "Tornquist Zone".	198
VII.2) Les facteurs contrôlant la formation des grabens.	200
VII.2.1) L'héritage sédimentaire.....	200
VII.2.2) La direction d'étirement.	201
VII.2.3) L'héritage structural.	202
VII.2.3.1) Les données.	202
VII.2.3.2) Modélisations analogiques.	203
VII.3) Les facteurs contrôlant l'inversion des grabens.	208
VII.3.1) Les facteurs sédimentaires.	208
VII.3.2) La direction de raccourcissement.	210
VII.3.3) L'âge des grabens et leur histoire structurale antérieure.	211
VII.4) Dynamique de l'inversion des grabens au Crétacé supérieur.	212
VII.5) Dynamique de l'inversion des grabens au Tertiaire, à la limite Éocène- Oligocène et à la limite Oligo-Miocène.....	219
VII.6) Modèles de l'inversion des grabens péri-alpins.....	221
VII.6.1) L'inversion crétacé supérieur.	222
VII.6.2) L'inversion tertiaire (Éocène-Oligocène et Oligo-Miocène).	224
VII.7) Conclusions.....	226
CONCLUSIONS GÉNÉRALES.	227
Le "Broad Fourteens basin".	229
L'inversion des grabens.....	229
Questions en suspens.....	230
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES.	233

CHAPITRE VII) Inversion des grabens à l'échelle régionale.

Nous allons dans ce chapitre utiliser les résultats obtenus sur le "Broad Fourteens Basin", pour classer les grabens du sud de la Mer du Nord. Le but de cette partie est de définir les facteurs qui contrôlent la structuration des grabens, plus particulièrement leur inversion, et de discuter les différentes causes de celle-ci.

VII.1) Les différents Grabens.

VII.1.1) Le "Central Netherlands Basin" et le "West Netherlands Basin".

Ces deux grabens ont une histoire comparable à celle du "Broad Fourteens Basin".

Le "West Netherlands Basin" est un graben orienté N120, d'environ 80 km de long et 40 km de large, et est situé au Sud du "Broad Fourteens Basin" (Fig. VII.1 et II.3). Le "West Netherlands Basin" subit une inversion plus forte que le "Broad Fourteens Basin" pendant le Tertiaire (Heybroek, 1974). Il ne présente pas de niveau de décollement comme le montre la continuité des déformations dans le socle et les sédiments mésozoïques sus-jacents.

Le "Central Netherlands Basin" est un graben orienté N120 d'environ 150 km de long et 50 km de large, et est situé au Sud-Est du "Broad Fourteens Basin" (Fig. VII.1 et II.3). Dans ce graben, le niveau de décollement (sel Zechstein) peut être suffisamment important pour voir se développer une tectonique de socle et de couverture.

Voyons un cas particulier d'une telle structure sur la bordure nord du "Central Netherlands Basin".

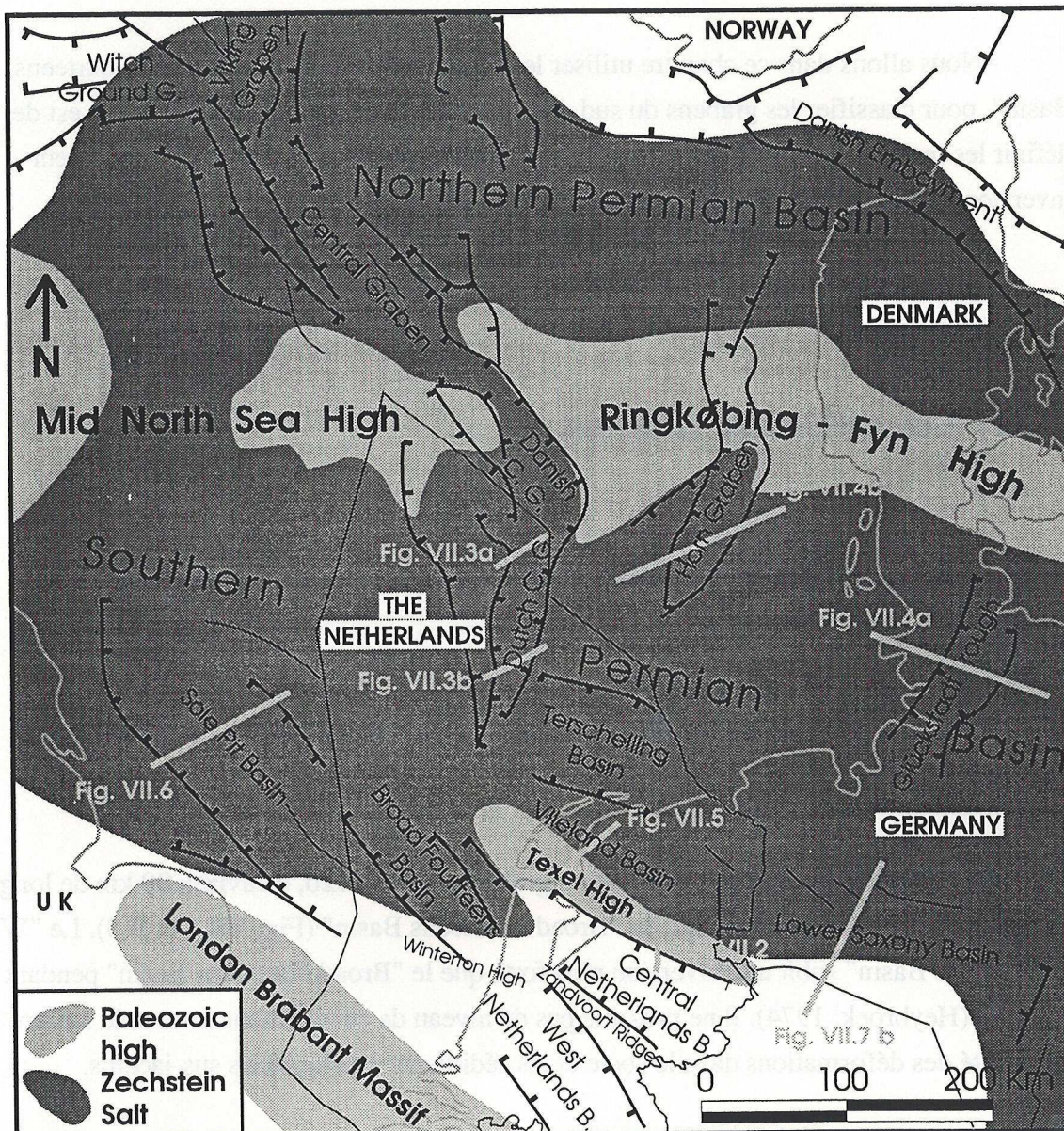


Figure VII.1 : Carte structurale simplifiée de la Mer du Nord.
Position des lignes sismiques présentées en vert.

*** Un cas particulier.**

Sur la bordure est du "Central Netherlands Basin" (Fig. VII.1), on observe un petit graben inversé orienté NW-SE (Fig. VII.2). Ce graben est étroit, de l'ordre de 4 km de large ; la sédimentation syn-extension est d'épaisseur moyenne, environ 1500 mètres, et le niveau de sel sous la couverture est d'épaisseur moyenne, plus de 500 mètres (Fig. VII.2). Pendant l'extension, seul le socle est fracturé, la couverture étant moulée sur les grands accidents de socle. Pendant la compression, les sédiments sont ressortis du graben et forment un bombement localisé au droit du graben de socle. Ici, le serrage du socle est transmis dans la couverture de manière homogène.

On voit, à l'échelle kilométrique, l'effet de la couche de sel qui amortit les mouvements du socle, on observera aussi cet effet dans d'autres grabens (cf. surtout §.VII.1.4 et VII.1.5).

VII.1.2) La partie sud du "Central Graben".

VII.1.2.1) La partie hollandaise du "Central Graben".

La partie hollandaise du "Central Graben", ou "Dutch Central Graben" est orientée N10 à N20, sur 190 km de long et 40 km de large, et est située entre le "Danish Central Graben" au Nord, et le "Broad Fourteens Basin", au Sud (Fig. VII.1). Il est au centre du bassin méridional permien salifère, où l'épaisseur de sel déposé devait atteindre 1200 à 1500 mètres (Heybroek, 1975).

Sa structuration commence par de faibles mouvements extensifs au Trias ; mais le "Dutch Central Graben" est surtout un graben jurassique, inversé au Crétacé supérieur (Heybroek, 1975 ; Ziegler, 1982, 1990 ; Clark-Lowes & al., 1987). L'extension jurassique moyen se fait sans décrochement ; au Jurassique supérieur, les dépôts dans le bassin s'individualisent entre des seuils (Heybroek, 1975). En même temps on voit se développer le "Terschelling Basin", orienté N100 (cf. § VII.1.4). Ceci va dans le sens d'un changement de direction d'extension, d'E-W au Jurassique moyen, à NE-SW au Jurassique supérieur.

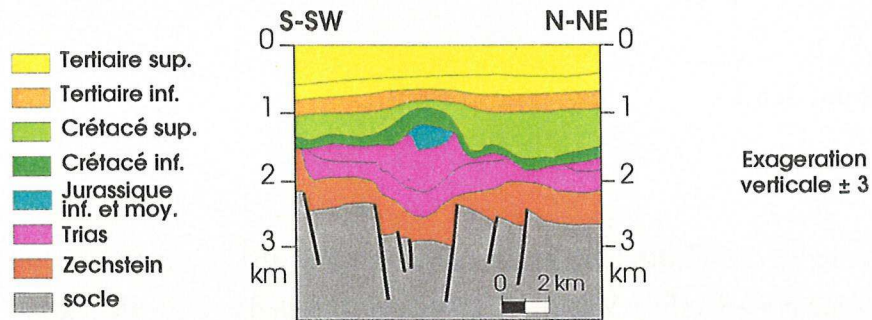


Figure VII.2 : Dessin interprétatif d'une ligne sismique en profondeur de la bordure Nord du "Central Netherlands Basin" (modifié d'après pointé Elf Petroland). Localisation figure VII.1.

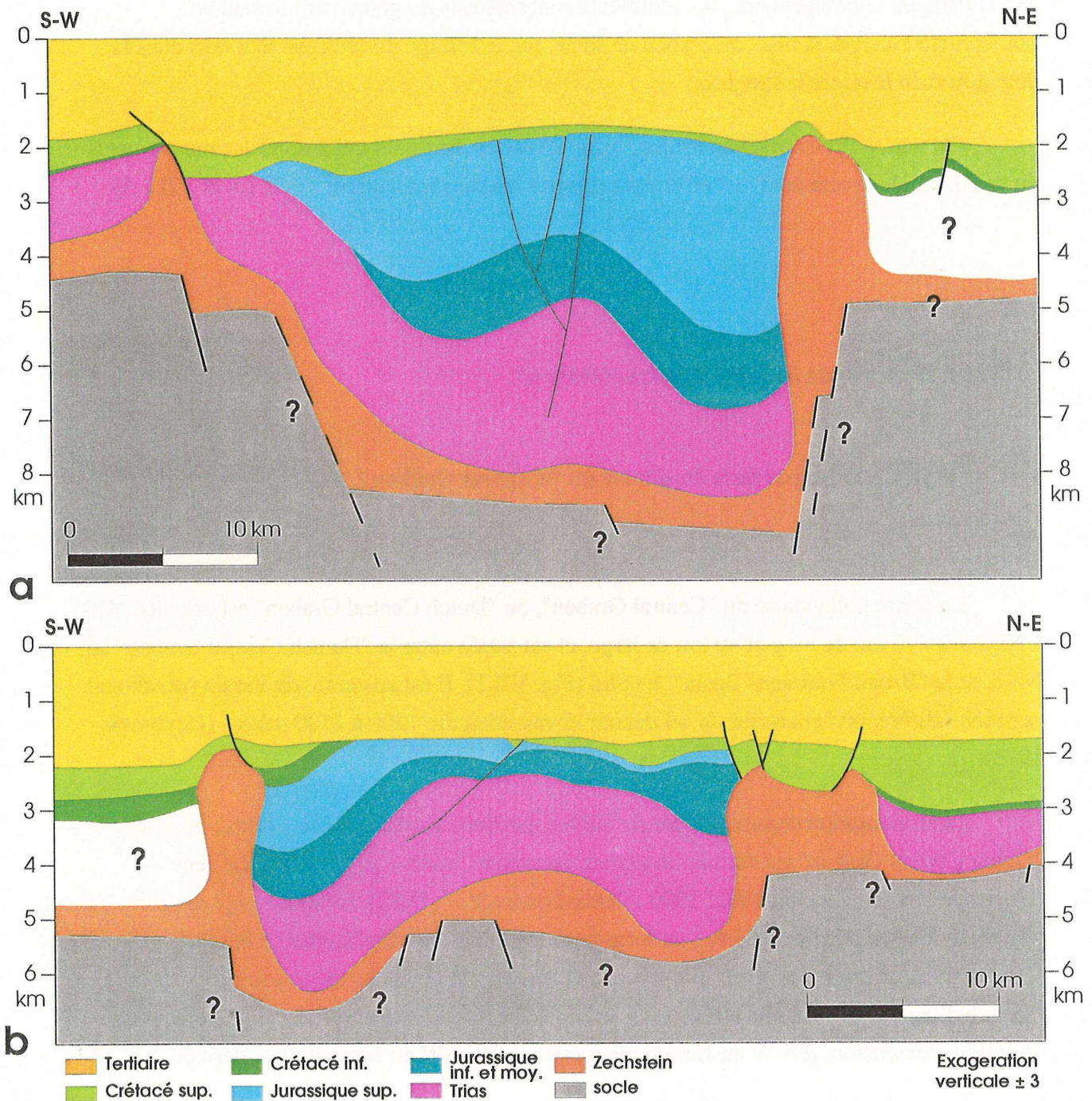


Figure VII.3 : Dessins interprétatifs de lignes sismiques en profondeur du "Central Graben" (modifiés d'après pointés Elf Petroland). Localisation figure VII.1.

Au Crétacé supérieur, l'inversion est marquée dans le "Dutch Central Graben" par un bombement central, qui tourne au Sud du graben vers le Sud-Est dans le "Terschelling Basin", et par du décrochement (Heybroek, 1975).

À cause de l'épaisseur de sel, les accidents qui affectent le socle ne sont pas en relation directe avec la couverture, celle-ci se plissant sur les structures du socle (Fig. VII.3). Au-dessus des accidents de socle de bordure du graben se développent des diapirs (cf. chapitre IV), comprimés pendant l'inversion.

On remarque dans la structure du "Dutch Central Graben", suite à l'inversion, l'absence de chevauchements sur les bordures du graben et de failles inverses dans le graben. Les diapirs de sel sur les bordures du graben sont pourtant des zones de faiblesse sur lesquelles des chevauchements ou décro-chevauchements peuvent se développer facilement, comme on l'a constaté dans le "Broad Fourteens Basin".

Ces observations s'accordent avec un jeu décrochant important pendant l'inversion, les mouvements décrochants étant certainement localisés au niveau des bordures du graben et des diapirs associés. Le sens du décrochement n'a jamais été précisé, dans les travaux consacrés au "Dutch Central Graben".

VII.1.2.2) La partie danoise du "Central Graben".

La limite nord du "Dutch Central Graben" correspond au "Danish Central Graben". Ce dernier fait le lien avec le "Central Graben" à proprement parler, qui est orienté NW-SE. Le "Danish Central Graben" est donc à la jonction de deux directions, N-S et NW-SE (Fig. VII.1).

L'inversion de ce graben au Crétacé supérieur est discontinue, dans le temps et dans l'espace (Vejbaek & Anderson, 1987 ; Cartwright, 1989). Les mouvements compressifs sont mal définis : ils sont soit considérés obliques avec une composante décrochante dextre (Vejbaek & Anderson, 1987), soit perpendiculaires aux bordures du graben (Cartwright, 1989). Nous verrons au chapitre VII.6.1 une interprétation possible des mouvements dans cette zone.

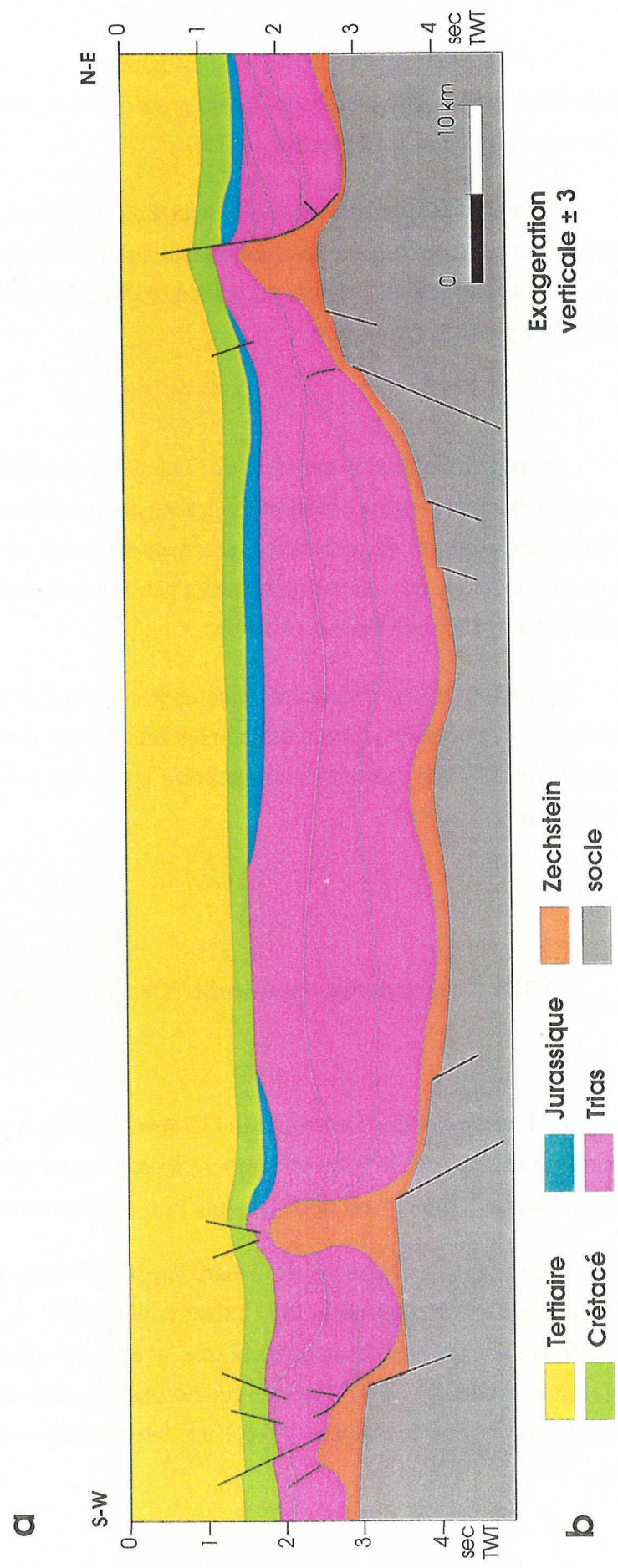
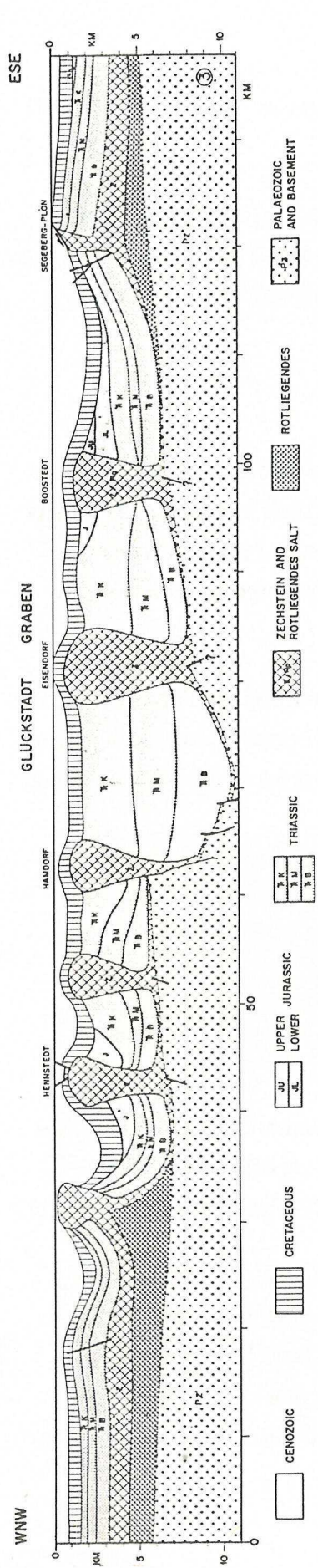


Figure VII.4: Dessins interprétatifs de lignes sismiques en profondeur (a) du "Glückstadt Graben" (d'après Best & al., 1983) et en temps (b) du "Horn Graben" (modifiée d'après Nalpas & Brun, 1993). Localisation figure VII.1.

VII.1.3) Le "Horn Graben" et le "Glückstadt Graben".

Le "Horn Graben" et le "Glückstadt Graben" sont des grabens triasiques orientés N20, d'environ 40 km de large et 200 km de long pour le "Horn Graben", et 100 km de long pour le "Glückstadt Graben" (Fig. VII.1 et VII.2). Ils sont situés à l'Est du "Dutch Central Graben" et sont de forme semblable à celui-ci (Fig. VII.4).

Ces grabens sont structurés dès le Trias et développent des diapirs sur leurs bordures (Ziegler, 1990 ; cf. chapitre IV). L'extension triasique est suggérée E-W pour ces grabens. Ces grabens ont très peu joué pendant l'extension jurassique. L'inversion crétacé supérieur n'affecte pas ces grabens, le "Horn Graben" semble avoir été légèrement mobilisé en décrochement sur ses diapirs de bordure pendant l'inversion (Fig. VII.4).

On retrouve dans ces grabens le découplage entre socle et couverture décrit dans le "Dutch Central Graben".

VII.1.4) Le "Vlieland Basin" et "Terschelling Basin".

Le "Vlieland Basin" et "Terschelling Basin" sont des grabens jurassique supérieur et crétacé inférieur, orientés WNW-ESE, d'environ 30 km de large pour le "Vlieland Basin" (Herngreen & al., 1991) et 50 km de large pour le "Terschelling Basin" sur 70 à 80 km de long, situés à l'Est de la zone de transfert entre "Dutch Central Graben" et "Broad Fourteens Basin" (Fig. VII.1).

Les dépôts sont de faible épaisseur, environ 1000 mètres, et reposent sur une épaisseur de sel supérieure à 1000 mètres (Fig. VII.5). Pendant l'extension, le socle est fracturé et la couverture subside sans se fracturer, le sel répartit de manière homogène la déformation dans la couverture. Pendant la compression, la couverture subit un léger bombement. On n'observe pas de failles inverses dans la couverture, la déformation étant continue.

Le bombement de la couverture est orienté N100 à N110, comme la direction des grabens , ce qui suggère un raccourcissement autour d'une direction N-S.

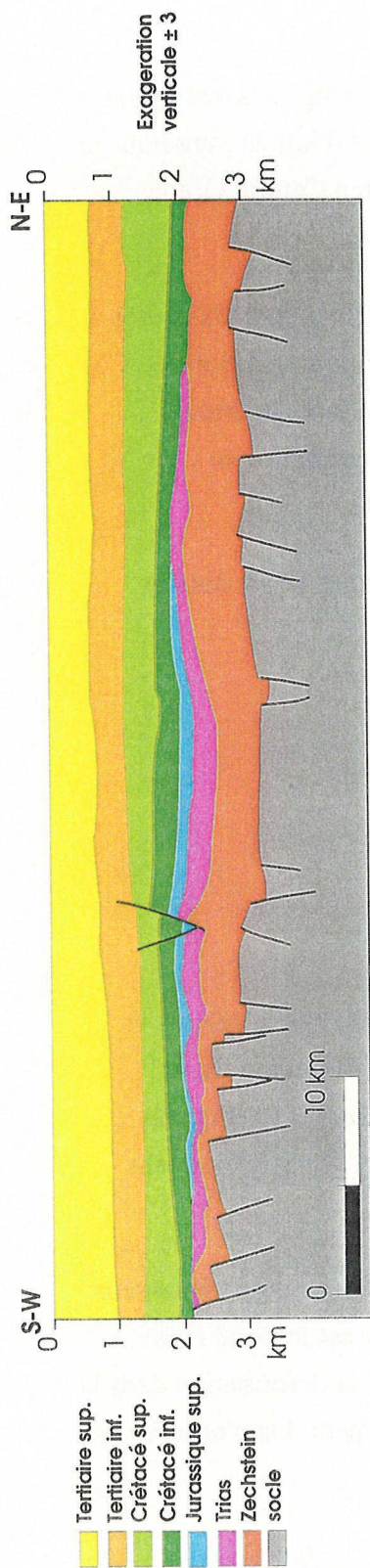


Figure VII.5: Dessin interprétatif d'une ligne sismique en profondeur du "Vlieland Basin" (modifié d'après pointé Elf Petroland).
Localisation figure VII.1.

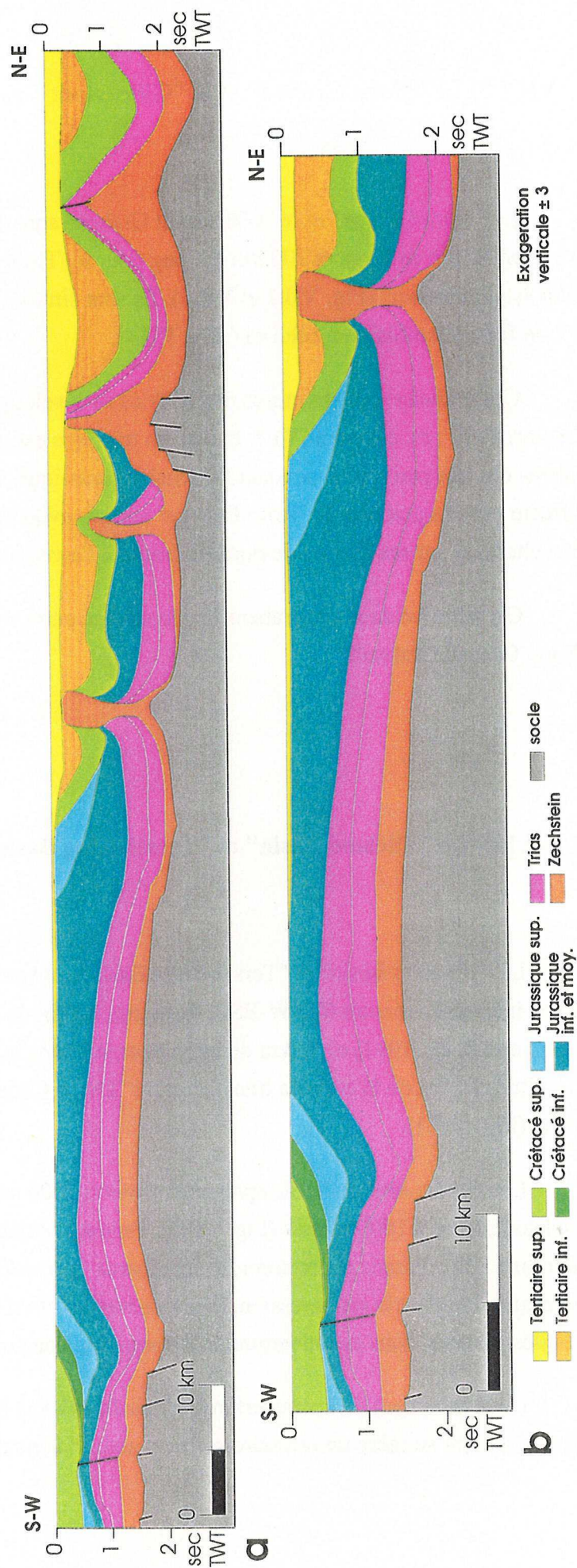


Figure VII.6: Dessins interprétatifs d'une ligne sismique en temps du "Sole Pit Basin" (modifié d'après rapport ELF.DES offshore UK).
Localisation figure VII.1.

VII.1.5) Le "Sole Pit Basin".

Le "Sole Pit Basin" est un graben jurassique orienté NW-SE de 50 km de large et 200 km de long, situé au nord-ouest du "Broad Fourteens Basin" (Fig. VII.1 et II.3).

Les dépôts caractérisant l'extension jurassique supérieur ne dépassent pas 50 km de large dans le "Sole Pit Basin". Ce graben comporte des bordures jurassique inférieur conservées (Fig. VII.6a). La structuration du socle est surtout visible au niveau des bordures. Au centre du graben, le socle est très peu visible sous le sel. Les dépôts sont d'épaisseur supérieure à 3000 mètres et reposent sur plus de 1000 mètres de sel. D'une taille supérieure au "Vlieland Basin", le "Sole Pit Basin" présente un découplage comparable entre socle et couverture. Pendant l'extension, le socle est fracturé, avec une composante décrochante dextre (Van Hoorn, 1987a), et la couverture subside de manière importante sans fracturation, le sel distribuant la déformation dans la couverture (Glennie & Boegner, 1981 ; Van Hoorn, 1987a).

Les structures développées durant l'extension jurassique s'accordent avec une direction d'extension E-W à NE-SW.

Pendant les compressions crétacé supérieur et intra-tertiaire, la couverture subit un fort bombement sans que l'on observe d'accidents associés à celui-ci (Fig. VII.6b). Les diapirs créés pendant l'extension sur la bordure Nord-Est du graben ont été inversés et sont fortement amplifiés pendant la compression (Fig. VII.6a). L'érosion associée aux inversions est de l'ordre de 1500 mètres à 2500 mètres dans la zone du "Sole Pit Basin"; les inversions se feraient avec une composante décrochante dextre (Van Hoorn, 1987a).

Les structures compressives que l'on constate dans le "Sole Pit Basin" suggèrent une direction de raccourcissement N-S.

Les grabens, se développant sur une importante épaisseur de sel, ne présentent donc pas de failles importantes dans la couverture. À la suite d'une compression, ces grabens sont légèrement ou fortement bombés en leur centre selon l'intensité de la déformation et l'épaisseur de la couverture sur le sel. Ces types de grabens peuvent être comparés à la partie nord du "Broad Fourteens Basin"; en effet, l'évolution Sud-Nord de ce graben se traduit par un découplage de plus en plus important de la couverture, les déformations dans la couverture ayant un rayon de courbure lui-même de plus en plus important (cf. figure 3 chapitre VI).

VII.1.6) Le "Lower Saxony Basin".

Le "Lower Saxony Basin" est un graben orienté E-W, de 65 km de large sur 300 km de long (Fig. VII.1 et II.3); il se situe au Nord du Massif Rhénan (Ziegler, 1982 ; Betz & al., 1987).

La structuration du graben se fait au Jurassique supérieur et Crétacé inférieur. L'extension entraîne des mouvements dextres (Betz & al., 1987). Le sel permien est épais au Nord et fin au Sud. Ainsi les structures, extensives et compressives, de la couverture sédimentaire sont soit couplées à celles du socle vers le Sud, soit indépendantes des structures du socle au Nord (Fig. VII.7a et b).

L'inversion du graben pendant le Crétacé supérieur culmine au Campanien. L'inversion base tertiaire est aussi importante, le raccourcissement du graben se faisant avec une composante décrochante dextre (Drozdowski, 1988).

Ces mouvements suggèrent une direction de compression N-S.

VII.1.7) La "Tornquist Zone".

La "Tornquist Zone" est une structure orientée NW-SE, allant de la Norvège à la Pologne, qui s'étend sur plusieurs milliers de kilomètres de long et peut dépasser 100 km de large (Fig. VII.1 et II.3). Elle comprend le "Danish Embayment" au Nord et le "Polish Trough" au Sud. La "Tornquist Zone" est généralement considérée comme une limite de plaque qui fonctionne depuis le Primaire (P.A. Ziegler, 1975, 1982, 1990 ; W.H. Ziegler, 1975). Cette zone importante guide la déformation de l'Europe centrale et de la Mer du Nord, à la fois durant l'extension mais aussi durant la compression. L'histoire d'une petite partie de cette zone en relation directe avec la Mer du Nord (le "Danish Embayment" et le "Polish Trough") est instructive.

L'extension débute au Trias et se poursuit jusqu'au Crétacé inférieur avec une composante décrochante (Liboriussen & al., 1987 ; Pegrum, 1984). Cette grande structure se situe dans des zones où le sel est présent ou absent (Fig. VII.7c). Quand le sel est d'épaisseur suffisante la couverture est décollée et on voit le développement de diapirs dès le Trias supérieur (Pozaryski, 1978).

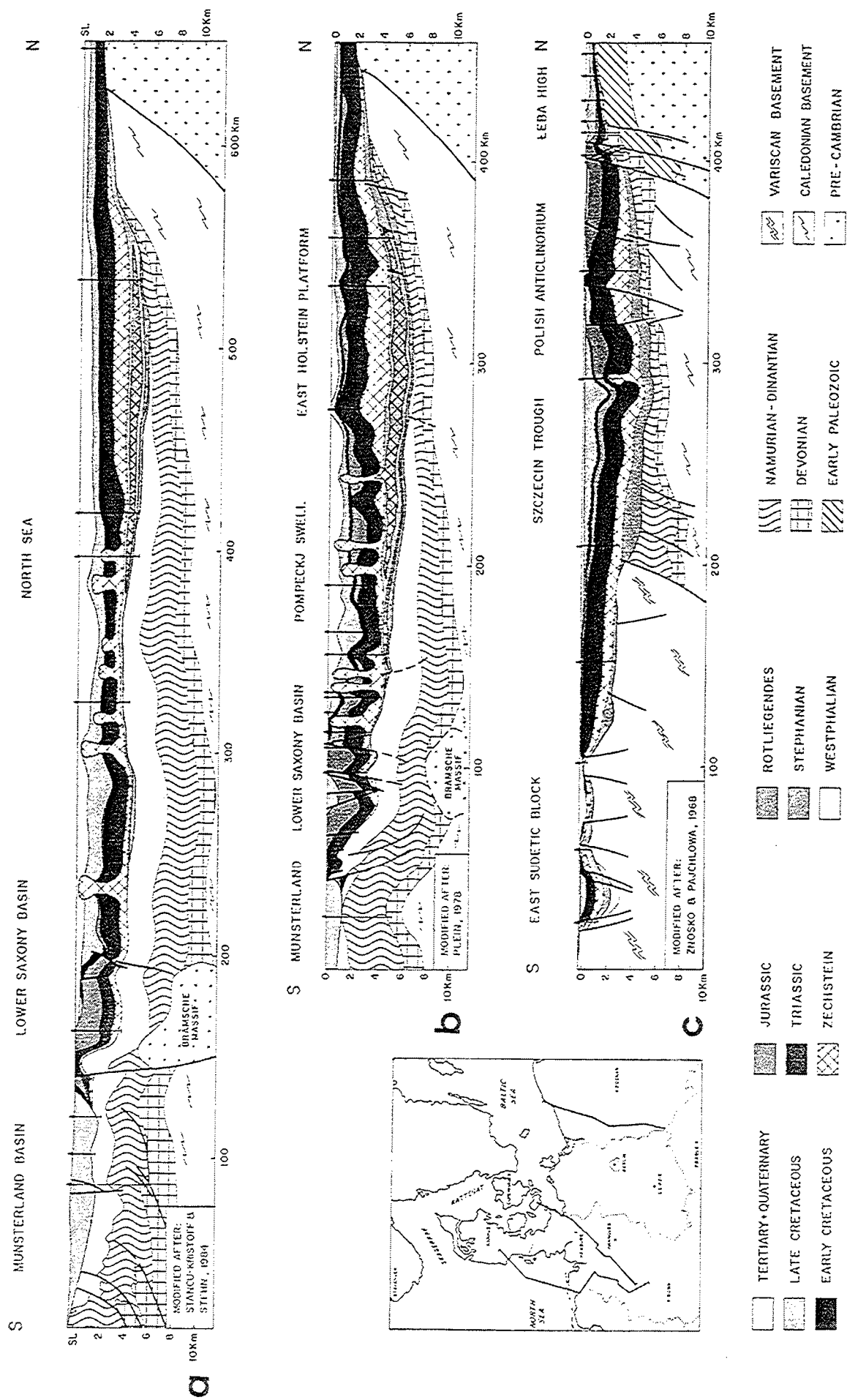


Figure VII.7 : Coupes structurales régionales à travers le Nord de l'Allemagne et l'Ouest de la Pologne. (a et b) Coupes à travers le "Lower Saxony Basin", localisation de la coupe (b) sur la figure VII.1. (c) Coupe à travers le "Polish trough" (Ziegler, 1990).

À partir du Crétacé supérieur, toute la zone est inversée avec une forte déformation au Santonien-Campanien et une reprise moins importante au Paléocène ; l'arrangement des failles montre une composante dextre pendant l'inversion (Liboriussen & al., 1987).

Cette zone structurellement très importante par son fonctionnement durant l'inversion crétacé supérieur suggère que :

- Le jeu décrochant implique un raccourcissement voisin de N-S.
- L'augmentation de la déformation vers le Sud indique une poussée venant du Sud.

VII.2) Les facteurs contrôlant la formation des grabens.

VII.2.1) L'héritage sédimentaire.

Comme nous l'avons signalé les deux grands bassins salifères permien permettent le développement d'un niveau de décollement très important dans la Mer du Nord. Ce niveau de décollement est responsable des différents styles structuraux que l'on observe pendant la formation des grabens (cf. chapitre IV). Comme nous l'avons vu dans le chapitre VI, ainsi que dans les différents grabens présentés ci-dessus, plus le niveau de décollement est important et plus la déformation de la couverture se traduit par des plis à grand rayon de courbure. Quand le niveau de décollement est important par rapport à la couverture fragile (1/4 décollement - 3/4 couverture), les mouvements du socle n'entraînent aucune déformation visible dans la couverture (e.g. "Vlieland Basin").

On peut suggérer trois types de grabens pendant l'extension :

- Les grabens sans niveau de décollement, type Sud du "Broad Fourteens Basin". Les accidents du socle passent en continu dans le remplissage sédimentaire du graben pendant l'extension.

- Les grabens avec niveau de décollement peu à moyennement épais (50 à 400 mètres, avec 1/4 décollement et plus de 3/4 couverture), type centre à Nord du "Broad Fourteens Basin". Les accidents du socle ne passent pas dans le remplissage sédimentaire du graben pendant l'extension. La couverture sédimentaire se moule sur les accidents de socle les plus

importants en se fracturant dans les endroits de forte déformation. La couverture sédimentaire, décollée, est dépendante des mouvements du socle.

- Les grabens avec niveau de décollement épais (au-delà de 500 mètres, avec 1/4 décollement et moins de 3/4 couverture), type "Sole Pit Basin" et "Vlieland Basin". Les accidents du socle ne passent pas dans le remplissage sédimentaire du graben pendant l'extension. Celui-ci se déforme par l'intermédiaire d'un grand plissement synclinal à l'échelle du graben sans faille importante visible en sismique. La couverture est décollée et indépendante des mouvements du socle.

Cette indépendance entre socle et couverture est d'autant plus facilitée que la vitesse de déformation est faible, pour une même épaisseur du niveau ductile (cf. chapitre IV).

VII.2.2) La direction d'étirement.

La première phase d'extension est triasique. La direction d'étirement régional devait se situer aux alentours de E-W. Considérant une telle direction d'extension, il est normal de voir les grabens, orientés N-S à N20, tels le "Horn Graben", le "Glückstadt Graben" et le "Dutch Central Graben", plus subsidents et moins larges que les autres grabens, orientés NW-SE à N145, tels la "Tornquist Zone", le "Broad Fourteens Basin" et le "Sole Pit Basin".

La deuxième phase se déroule durant le Jurassique moyen. La direction d'extension pouvant varier entre E-W et ENE-WSW, entraînant un jeu décrochant dextre sur les grabens orientés NW-SE, tels le "Sole Pit Basin", le "Broad Fourteens Basin", le "West Netherlands Basin", le "Central Netherlands Basin" et la "Tornquist Zone".

Au Jurassique supérieur et Crétacé inférieur, la direction d'extension est environ NE-SW à NNE-SSW. C'est durant cette période que se forment préférentiellement les grabens orientés E-W à N110, tels le "Lower Saxony Basin", le "Vlieland Basin" et le "Terschelling Basin". Durant cette période, des accidents NE-SW peuvent localement rejouer en transpression et entraîner la formation de petits plis à leur sommet.

Nous ne détaillerons pas plus l'histoire extensive de la Mer du Nord (cf. pour plus d'informations et de références : Ziegler, 1990 ; Tron, 1992).

VII.2.3) L'héritage structural.

VII.2.3.1) Les données.

L'héritage structural est souvent mentionné comme responsable de la direction des grabens en Mer du Nord. Nous avons déjà précisé au § I.3, dans les concepts mécaniques de la fracturation, que les anciennes structures ne sont pas forcément réactivées.

Si on relève les différentes directions des failles principales des grabens du Sud de la Mer du Nord, on trouve toutes les directions représentées. Toutefois, deux directions sont privilégiées, NW-SE et N-S dans les grabens mésozoïque.

La direction principale de structuration pendant l'orogénèse calédonienne (NE-SW) se retrouve dans la partie nord de la Mer du Nord et en Écosse. Pendant l'Hercynien, la limite du front de chevauchement va de NW-SE à E-W au Sud de la Mer du Nord. On peut associer des structures globalement NW-SE à une structuration pendant le primaire dans la partie Sud de la Mer du nord.

On remarque dans cette zone que le "Texel Ijsselmeer High" est un haut structural pendant le Zechstein. Il fait, comme le "Winterton High" et la "Zandvoort Ridge", un angle d'environ 100° avec le "Dutch Central Graben" et un angle de 20° avec le "Broad Fourteens Basin" et "West Netherlands Basin" (Fig. VII.1). Le "West Netherlands Basin" et le "Central Netherlands Basin", grabens complexes, semblent influencés par d'anciennes structures.

Il nous semble difficile d'expliquer toutes les directions des grabens par la réactivation de structures héritées. En effet, le "Central Graben", orienté NW-SE dans la partie Nord de la Mer du Nord, est perpendiculaire aux anciennes structures calédoniennes orientées NE-SW. Les grabens orientés N-S à N20 ne semblent pas réactiver d'anciennes structures. L'héritage structural n'est donc pas le seul facteur que nous ayons à prendre en compte pour expliquer la direction des grabens.

La direction des grabens peut directement refléter les caractéristiques de l'extension dans une portion de lithosphère. Considérons la Mer du Nord comme un système homogène qui se structure en fonction des déplacements appliquées aux limites. Afin de tester cette idée, sa validité et son application potentielle en Mer du Nord, nous avons effectué des modélisations analogiques à l'échelle de la Mer du Nord.

VII.2.3.2) Modélisations analogiques.

Les modélisations que nous présentons correspondent à une vue très simplifiée de la Mer du Nord, tant au niveau rhéologique qu'au niveau des conditions aux limites.

Nous choisissons un héritage structural aux limites du système. Celui-ci correspond à des zones facilement déformables et à des zones résistantes aux limites du système. Nous avons considéré trois zones résistantes et trois zones déformables (Fig. II.3).

Les points résistants sont :

- La plate-forme Baltique et bouclier Scandinave au Nord, qui sont déplacés vers l'Est.
- Le Massif de Bohême que l'on considère fixe.
- La zone, allant du Massif Rhénan à l'Écosse, qui se déplace vers l'Ouest (N260).

Entre ces points résistants, les zones sont considérées comme déformables.

Le type de modélisation choisi est isostatiquement compensé, car reposant sur du miel simulant l'asthénosphère. Les déformations sont induites par le déplacement de pistons (Fig. III.6). La composition du modèle est : miel à la base, silicone intermédiaire (2 cm d'épaisseur) et sable au dessus (de 0,5 à 1 cm d'épaisseur) (Fig. III.6). La résistance de la couche fragile est proportionnelle à son épaisseur. Deux types d'expériences ont été réalisés, l'une (cf. Fig. III.6a, § III.4.1.3), en considérant une différence de résistance de la couche fragile, c'est-à-dire des zones résistantes (0,8 cm d'épaisseur de sable) entourant une zone centrale moins résistante (0,5 cm d'épaisseur de sable), et l'autre (Fig. III.6b, § III.4.1.3), en considérant une résistance uniforme de la couche fragile (1 cm d'épaisseur de sable).

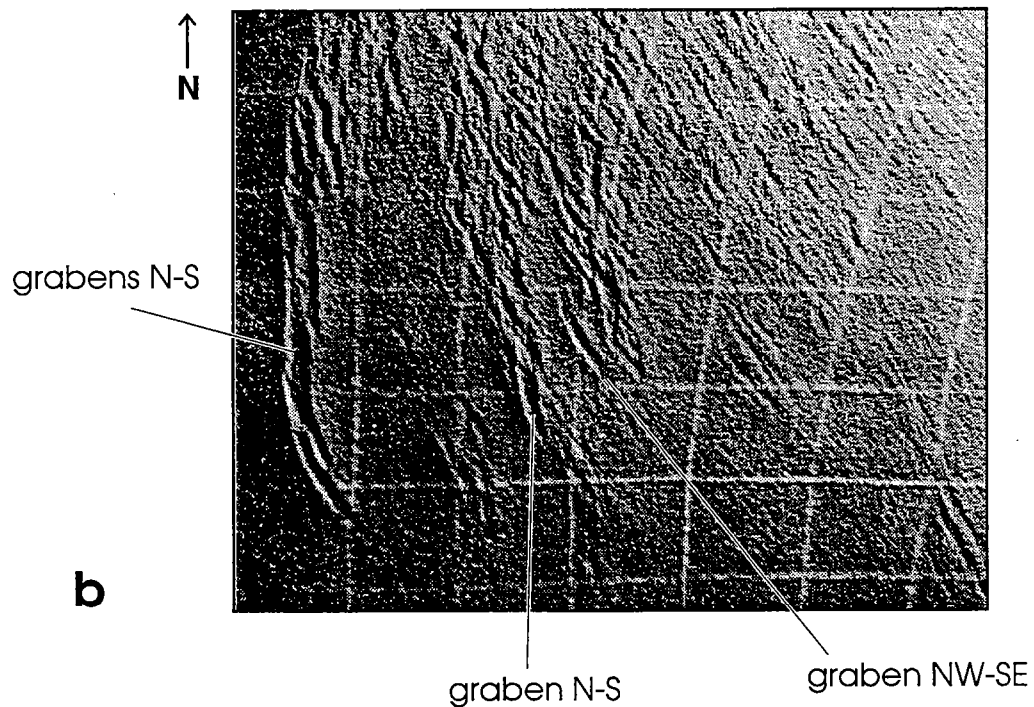
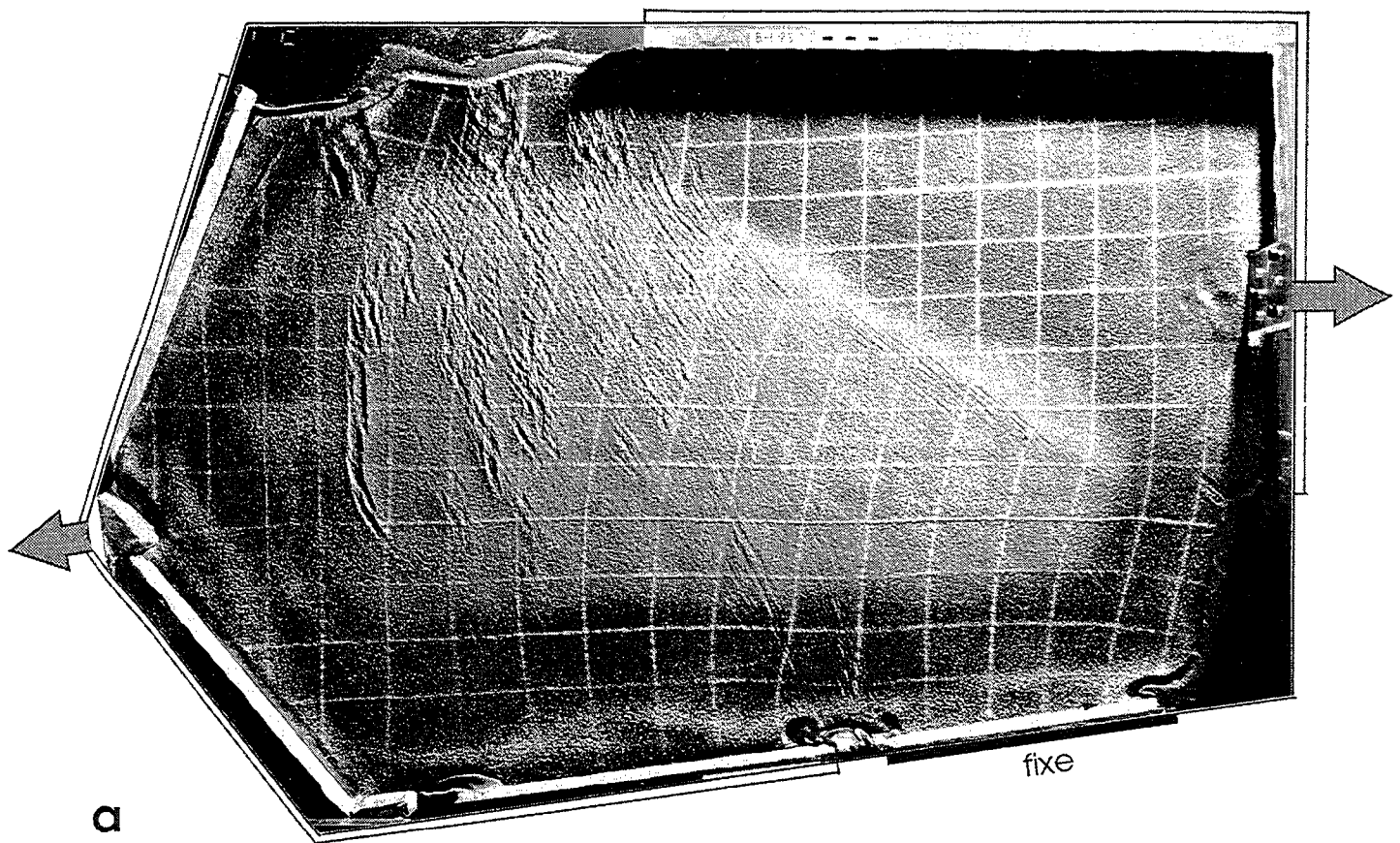


Figure VII. 8 : Modèle analogique à l'échelle de la lithosphère montrant deux directions de grabens à la fin de l'extension. (a) Vue de surface de toute l'expérience en fin d'extension. (b) Zoom de la partie centrale de l'expérience montrant les deux directions, à l'Ouest de l'expérience la ligne de grabens N-S correspond à la limite entre sable fin et épais.

Dans le premier type de modèle (Fig. VII.8), la déformation se répartit uniquement dans la zone de moindre résistance, la zone à forte résistance étant déformée près des limites des pistons. La limite entre les deux épaisseurs de sable localise la déformation avec création d'un graben N-S sur la partie ouest de l'expérience, et décrochement extensif NW-SE sur la partie nord-est de l'expérience. Dans la zone de moindre résistance, la déformation est importante avec de nombreux grabens. Ces grabens ont une particularité que l'on repère dans la partie centrale du modèle : ils ont deux directions privilégiées, soit à tendance N-S, soit à tendance NW-SE (Fig. VII.8b).

Dans le deuxième type de modèle (Fig. VII.9), la déformation qui s'organise à partir des limites des pistons est beaucoup plus localisée à cause de la plus forte résistance de la couche fragile. Sur le côté Est, le sable et la silicone sont légèrement décollés du piston, ainsi la zone décrochante en extension NW-SE ne se développe pas entièrement vers le Sud-Est (Fig. VII.9a). Au Nord-Ouest de l'expérience, deux lignes de grabens en échelon (l'une NW-SE, l'autre N-S) se rejoignent vers le centre-Ouest de l'expérience pour former un "point triple" qui tente de se connecter vers le point d'application Sud de la déformation. Dans le centre de l'expérience, la déformation est localisée avec création de grabens. Ceux-ci se développent suivant deux directions privilégiées, soit à tendance N-S, soit à tendance NW-SE (Fig. VII.9b).

Les deux expériences précédentes, bien que différentes, développent deux directions de grabens au centre du modèle, pendant l'extension. Ces deux directions de grabens sont conditionnées par les points d'application de la déformation en limite du modèle. On remarque aussi que le fonctionnement des grabens n'est pas homogène, ni dans le temps ni dans l'espace. Le fonctionnement des graben semble lié aux réajustements des différents blocs à l'intérieur de l'expérience.

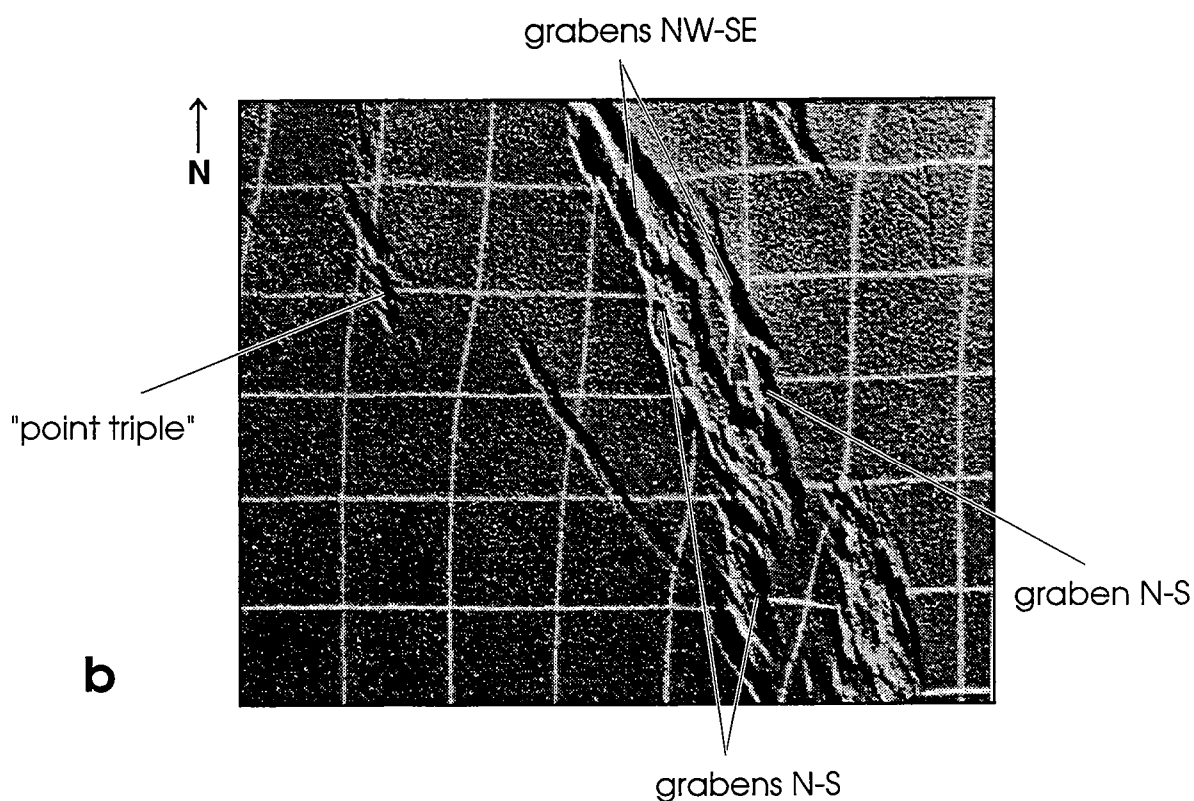
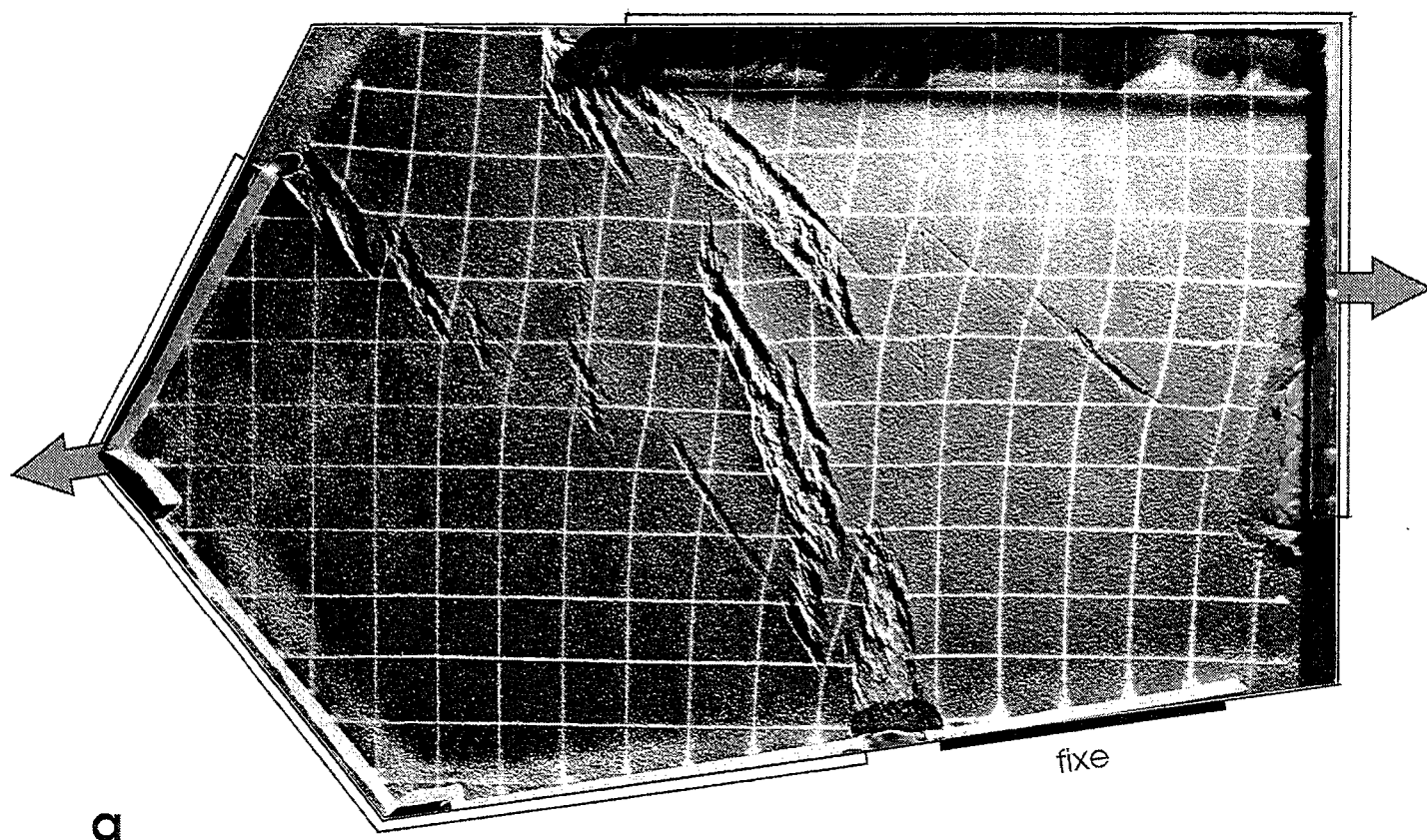


Figure VII. 9 : Modèle analogique à l'échelle de la lithosphère montrant deux directions de grabens à la fin de l'extension. (a) Vue de surface de toute l'expérience en fin d'extension. (b) Zoom de la partie centrale de l'expérience montrant les deux directions, à l'Ouest de l'expérience on voit se développer un début de "point triple".

À travers ces expériences, nous constatons qu'il n'est pas nécessaire d'introduire des discontinuités dans un modèle analogique pour voir se développer deux directions de grabens. Nous suggérons que, dans le cas de la Mer du Nord, il en est de même. Néanmoins, si des discontinuités dans la croûte sont bien orientées, elles seront réutilisées. Nous recommandons la plus grande précaution dans l'explication de la direction de grabens à partir de l'héritage structural. Il y a héritage si l'on peut clairement voir dans le même graben des failles fonctionner à plusieurs époques. Ceci est clair pour la "Tornquist Zone", par exemple. Par ailleurs pour d'autres grabens comme le "Broad Fourteens Basin" ou "Dutch Central Graben", les informations concernant le socle ne sont pas suffisantes et ne semblent pas montrer de failles, hercyniennes ou plus anciennes, clairement réactivées pendant le Mésozoïque. Cela ne veut pas dire qu'elles n'existent pas, mais elles ne sont pas forcément réactivées, ainsi, certains grabens réutilisent des structures anciennes et d'autres les recourent.

Le fonctionnement diachronique, dans le temps et dans l'espace, des grabens de la Mer du Nord pendant les différentes phases d'extension est certainement lié, en partie, à un réajustement entre blocs. En fonction des grabens, on peut constater des directions d'extension qui semblent incompatibles entre elles. Une étude très détaillée de l'extension de chaque graben pourrait permettre de reconstituer l'histoire de ce "puzzle", afin de trouver les directions régionales d'extension (cf. Étude DES, 1982 ; Unternehr & Peilho, 1988, 1989).

Une approche des directions d'extension consiste à étudier l'évolution des paléocontraintes. Cette méthode est à l'heure actuelle inutilisable avec les données de subsurface de la Mer du Nord. Des études ont été réalisées en Grande-Bretagne (Hibsch & al., 1993), ainsi que dans le Boulonnais (Vandycke & Bergerat, 1992 ; Bergerat & Vandycke, 1994), ou sur toute la plate-forme Européenne (Letouzey, 1986 ; Bergerat, 1987). La plupart de ces études concerne le Tertiaire et donc ne peut être utile pour l'extension entre le Trias et le Jurassique. Pour les épisodes compressifs tertiaire, certains sites d'étude du Boulonnais montrent de l'extension, et d'autres, en Grande-Bretagne, de la compression. L'utilisation de cette méthode, tant pour l'extension que pour la compression, afin de faire une approche géodynamique, pose de nombreux problèmes. La variation des contraintes dans le temps et dans l'espace semble être très rapide et suggère que la déformation intracontinentale est un mécanisme discontinu. Les mécanismes de déformation des réseaux de failles ne sont pas clairement établis, non plus que la répartition et la direction des contraintes pendant la déformation de ces réseaux (cf. § I.5). Nous avons fait remarquer précédemment les possibles changements de direction de contrainte au voisinage de grands accidents (cf. § I.3.2, Fig. I.21).

VII.3) Les facteurs contrôlant l'inversion des grabens.

VII.3.1) Les facteurs sédimentaires.

Nous avons vu à propos de l'extension que le sel conditionne le style structural de la déformation de la couverture (cf. § précédents VII.1 et VII.2 et chapitre IV et VI). Nous avons aussi signalé l'influence du sel et des diapirs pendant la compression (chapitre V et VI). Comme précédemment, on peut suggérer trois types de grabens pendant l'inversion, en fonction de l'épaisseur du niveau de décollement :

- Dans les grabens sans niveau de décollement, type Sud du "Broad Fourteens Basin", "West Netherlands Basin" et "Central Netherlands Basin", les accidents du socle passent en continu dans la couverture sédimentaire du graben pendant la compression en formant des structures en "fleurs", témoignage d'un jeu décrochant sur les failles.

- Dans les grabens avec niveau de décollement peu à moyennement épais (50 à 400 mètres), type centre à Nord du "Broad Fourteens Basin", les accidents du socle ne passent pas dans la couverture sédimentaire du graben pendant la compression. Celle-ci est moulée aux accidents de socle les plus importants en se fracturant dans les endroits de forte déformation. Au niveau des bordures du graben, il se forme des chevauchements et décro-chevauchements progressant sur les plates-formes d'autant plus facilement que l'épaisseur de la couverture sédimentaire est moins importante (cf. chapitre VI). Dans l'ensemble du graben, pendant l'inversion, la couverture est décollée, mais reste dépendante des mouvements du socle.

- Dans les grabens avec niveau de décollement épais (au delà de 500 mètres), type "Sole Pit Basin" et "Vlieland Basin", les accidents du socle ne passent pas dans la couverture sédimentaire du graben pendant la compression. Celle-ci se déforme par l'intermédiaire d'un grand plissement anticlinal à l'échelle du graben. On ne rencontre pas d'accidents inverses sur les bordures du graben. La couverture est décollée et très indépendante des mouvements du socle.

Pegrun (1984) a fait une hypothèse sur le rôle du sel dans l'inversion. Sa présence dans les bassins salifères de la Mer du Nord pourrait guider l'inversion des grabens. Les zones inversées se limiteraient aux bordures des bassins salifères. La carte superposant les grabens inversés et les zones où le sel est présent ne semble pas être significative (Fig. VII.10).

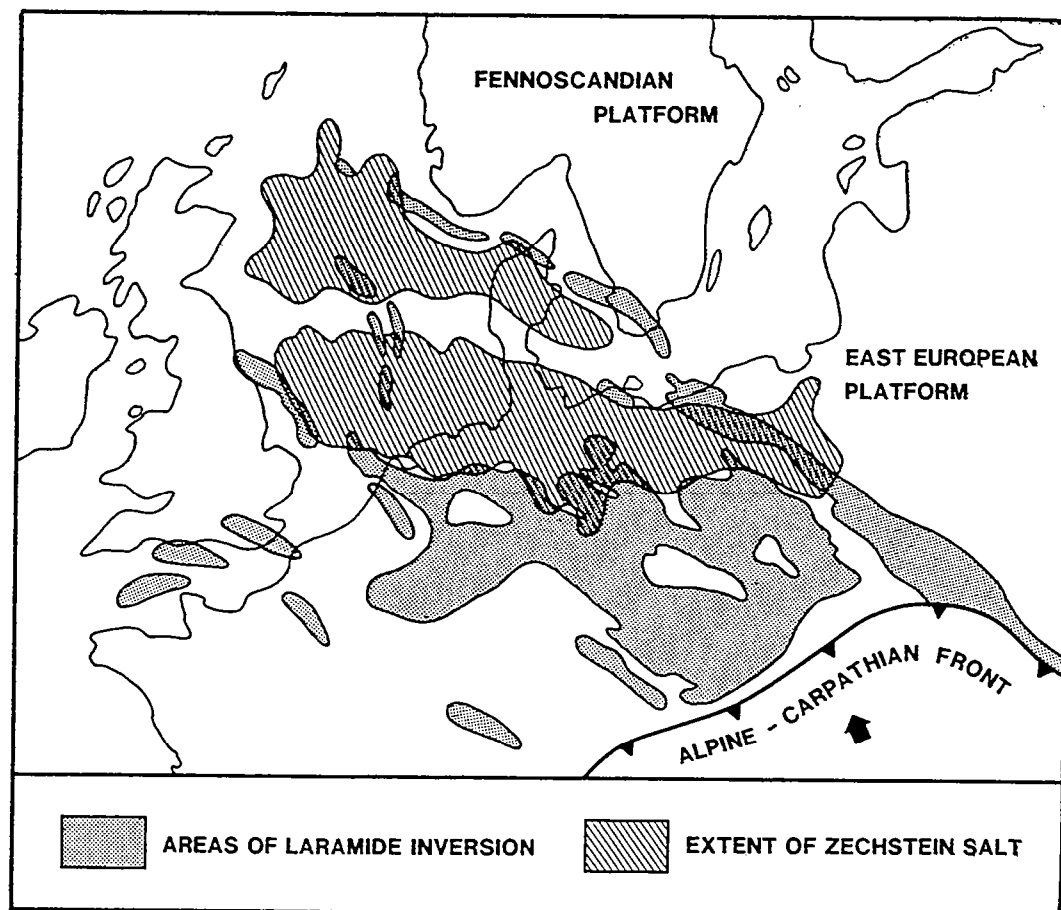


Figure VII. 10 : Relation entre l'inversion et la distribution des évaporites du Zechstein au Nord-Ouest de l'Europe (Pegrun, 1984).

Si le sel joue le rôle d'un niveau de décollement d'échelle régionale, l'inversion devrait être localisée autour du bassin salifère, ce qui n'est pas le cas. Pendant l'inversion, le socle est raccourci et transmet la déformation dans la couverture. C'est pourquoi le "Central Graben" et une partie de la "Tornquist Zone" sont inversés dans les zones où le sel est épais.

Nous ne voulons pas dire que le sel ne joue aucun rôle dans l'inversion. Bien au contraire, c'est sans doute un des éléments déterminant du style structural d'un graben inversé. Par contre, l'inversion ou la non-inversion des grabens n'est pas due à leur place par rapport à la répartition des zones à sel épais dans les bassins salifères.

L'épaisseur de couverture sédimentaire sur le niveau de décollement pendant l'inversion est également un facteur important, puisque la résistance d'une couche fragile est proportionnelle à son épaisseur (cf. chapitre V et VI). En résumé, plus l'épaisseur de la couverture sédimentaire diminue dans un graben et sur ses plates-formes, plus il est facile de développer de grands chevauchements sur les plates-formes d'un graben.

VII.3.2) La direction de raccourcissement.

Comme pour l'extension, le fonctionnement diachronique, dans le temps et dans l'espace, des grabens de la Mer du Nord pendant les différentes phases de compression est certainement lié, en partie, à un réajustement entre blocs. En fonction des grabens, on peut constater des directions de compression qui semblent incompatibles entre elles. Une étude très détaillée de la compression sur chaque graben pourrait permettre de reconstituer l'histoire de ce "puzzle", afin de trouver les directions régionales de compression (cf. Étude DES, 1982 ; Unternehr & Peilho, 1988, 1989). Ce type d'étude (Unternehr & Peilho, 1988, 1989) est primordial si l'on veut mieux appréhender la déformation continentale, car elle montre les coïncidences entre phénomènes régionaux et phénomènes locaux.

Les premiers stades de déformation compressive commencent au Crétacé supérieur. La direction régionale de raccourcissement que l'on considère est fonction de l'origine que l'on donne à la compression. Si la compression est liée à la collision alpine (Ziegler, 1975, 1982,

1987a), la direction de raccourcissement est globalement N-S. Si la compression est liée à l'ouverture de l'Atlantique nord (Glennie & Boegner, 1981 ; Cartwright, 1989 ; Huyghe, 1992), la direction de raccourcissement est globalement E-W.

Les grabens orientés N-S à N20, comme le "Dutch Central Graben" le "Horn Graben" et le "Glückstadt Trough" sont moins inversés que ceux orientés globalement NW-SE. Celui qui subit l'inversion la plus forte est le "Dutch Central Graben", inversion avec composante décrochante. Ce graben semble subir un très faible raccourcissement E-W et un fort décrochement N-S.

Les grabens orientés NW-SE, comme le "Broad Fourteens Basin", le "West Netherlands Basin", le "Central Netherlands Basin", le "Sole Pit Basin", le "Danish Central Basin" ou la "Tornquist Zone", sont des grabens qui sont généralement décrits comme décrochants pendant l'inversion. Le décrochement est généralement considéré comme dextre sur l'ensemble de ces grabens pendant l'inversion Crétacé supérieur, compatible avec un raccourcissement N-S.

Les grabens plutôt orientés E-W, comme le "Vlieland Basin", le "Terschelling Basin" et le "Lower Saxony Basin" suggèrent une direction de raccourcissement N-S.

D'une manière générale, la déformation et l'inversion des grabens mésozoïques de la Mer du Nord pendant le Crétacé supérieur s'intensifient vers le Sud-Est, c'est-à-dire en se rapprochant du front Alpin.

Toutes ces constatations sont en faveur d'une inversion Crétacé supérieur en relation avec la collision Alpine.

VII.3.3) L'âge des grabens et leur histoire structurale antérieure.

L'inversion d'un graben est vraisemblablement fonction de son histoire. En effet, pendant les inversions crétacé supérieur et début tertiaire, deux grabens, le "Horn Graben" et le "Glückstadt Graben", ne sont pas affectés (Ziegler, 1990). Ziegler suggère que ces grabens uniquement triasiques, non inversés, ont eu largement le temps de recouvrer un équilibre thermique et mécanique de la croûte pendant le Jurassique et le Crétacé inférieur et moyen (soit

environ 120 Ma) ; ces grabens sont devenus moins vulnérables à la compression que les autres grabens jurassique et crétacé inférieur environnants, encore thermiquement instables.

Nous partageons l'idée que la structuration de la lithosphère est très importante dans la potentialité d'inversion d'un graben. De plus, ces grabens ("Horn Graben" et le "Glückstadt Graben") ont dû faire partie d'un bloc rigide pendant l'inversion, ce que nous verrons à la fin de ce chapitre.

Pendant l'inversion de la Manche et de la Mer d'Irlande à l'Éocène-Oligocène, les Alpes continuent à se former et ne provoquent plus d'inversion importante dans les grabens de la Mer du Nord. Ziegler (1990) suggère que l'inversion des grabens au Crétacé supérieur a permis à la croûte de recouvrer une certaine résistance ; ainsi les grabens demandent une force plus importante pour être à nouveau inversés durant le Tertiaire.

En outre, les Alpes subissent un épisode de structuration à haute pression durant l'Éoalpin, puis une phase d'extension avec formation de détachements, ensuite repris en chevauchement pendant l'Éocène (Ballèvre & Merle, 1993). On peut suggérer que les épisodes compressifs tertiaire dans les Alpes reprennent des structures antérieures, ainsi les forces mises en jeu, pour la réactivation des structures préexistantes, sont au plus équivalentes, voire inférieures à celles mises en jeu lors de la première phase de structuration. Ces phases tertiaire ne permettraient donc pas une inversion significative des grabens de la Mer du Nord, déjà fortement inversés. De plus, près de 15 à 20 Ma se sont écoulées entre la première et la deuxième inversion, ce qui va dans le sens d'une reconsolidation de la croûte.

VII.4) Dynamique de l'inversion des grabens au Crétacé supérieur.

L'inversion crétacé supérieur affecte la Mer du Nord, le Massif de Bohême et le Massif Rhénan (Fig. II.6a). L'inversion début Tertiaire affecte la Mer du Nord, l'Est de la Manche et la Mer d'Irlande (Fig. II.6b).

On trouve dans la littérature deux modèles régionaux : l'inversion est due à la collision Alpine ou à l'ouverture de l'Atlantique.

Relier l'inversion crétacé supérieur des grabens du sud de la Mer du Nord à l'ouverture de l'Atlantique Nord implique que l'on considère le rifting capable de créer de la compression à l'intérieur d'une plaque continentale.

Sykes & Sbar (1973) ont montré qu'en fonction de l'âge d'une plaque océanique, les mécanismes au foyer à l'intérieur de celle-ci sont extensifs si elle a moins de 10 Ma. Ils deviennent compressifs si la plaque a plus de 20 Ma. Ainsi, si une plaque océanique a plus de 20 Ma, elle pourrait être responsable de compression sur ses bordures.

La question importante est de savoir si les forces compressives, engendrées par le rifting (Fleitout, 1984) dans la plaque océanique Atlantique, sont suffisantes pour inverser les grabens de la Mer du Nord. Si ces forces sont suffisantes, les inversions observées sont-elles compatibles avec la cinématique du rifting ?

On ne discute pas ici l'origine des mécanismes du rifting. On vérifie seulement les compatibilités cinématiques du rifting avec l'inversion crétacé supérieur en Mer du Nord.

L'ouverture de la Mer du Labrador est effective à 84 Ma (Tucholke & Mc Coy, 1986). La direction d'ouverture extrapolée à une position actuelle des continents donnerait une ouverture E-W pour la Mer du Labrador. Si l'on considère qu'une plaque océanique doit être âgée d'au moins 20 Ma pour générer de la compression (Fleitout, 1984), celle-ci devrait débiter après 64 Ma. L'inversion dans le Sud de la Mer du Nord s'étale du Sénonien au Danien (88 à 59 Ma), ce qui est précoce par rapport aux contraintes compressives potentielles liées à l'ouverture de l'Atlantique Nord. Aussi, comment comprendre que les grabens de la Manche, de la Mer d'Irlande ainsi que le "Porcupine Basin", pourtant orienté N20, ne soient pas inversés pendant le Crétacé supérieur ? De plus, quand la Manche et la Mer d'Irlande s'inversent début Tertiaire, la déformation des grabens est plus importante à l'Est qu'à l'Ouest. Alors, comment comprendre que, pendant l'inversion crétacé supérieur, les déformations affectant la Mer du Nord soient beaucoup plus fortes vers le Sud-Est quand on se rapproche du front alpin, si la compression vient de l'Ouest ?

Pour ces raisons, l'idée de relier l'inversion Crétacé supérieur des grabens de Mer du nord à l'ouverture de l'Atlantique (Glennie & Boegner, 1981 ; Cartwright, 1989) nous apparaît peu plausible.

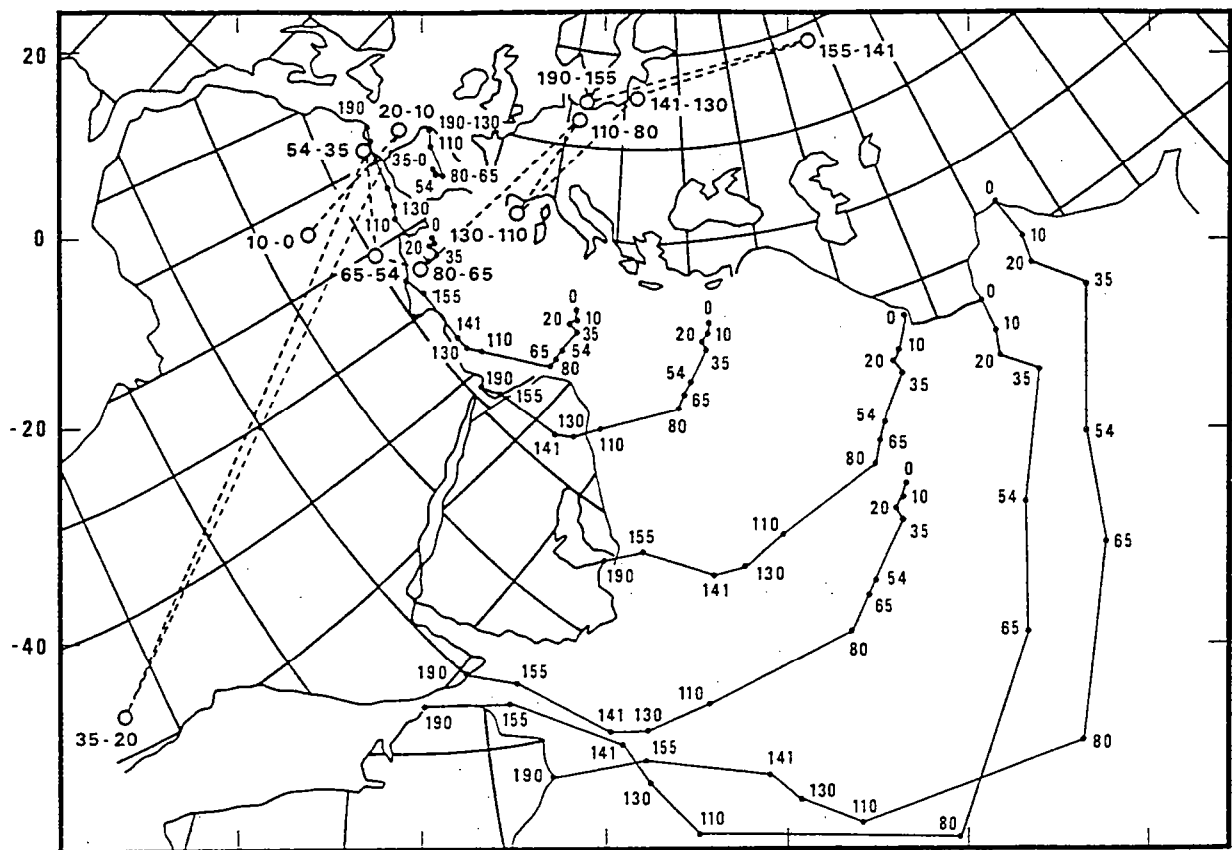


Figure VII. 11 : Mouvements relatifs de l'Afrique, l'Espagne et l'Arabie par rapport à l'Europe, depuis le Jurassique inférieur à l'Actuel. Âges en Ma, et position des pôles de rotation (Le Pichon & al., 1988).

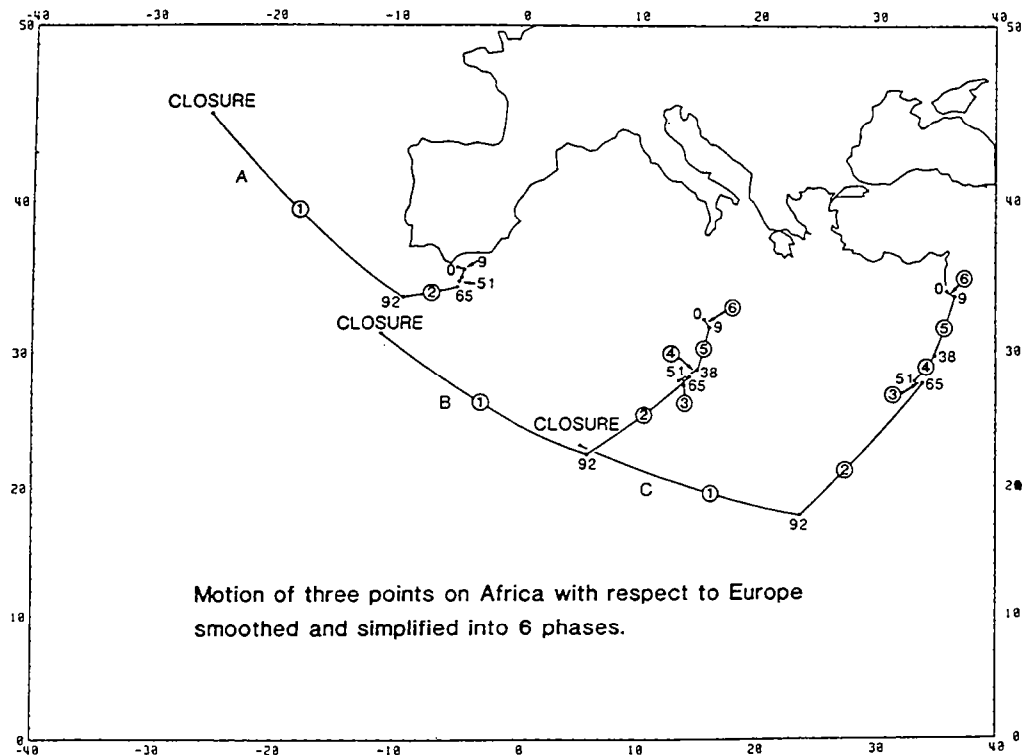


Figure VII. 12 : Mouvements relatifs de l'Afrique par rapport à l'Europe, depuis le Jurassique inférieur à l'Actuel. Ages en Ma (Dewey & al., 1989).

Relier l'inversion crétacé supérieur des grabens de la Mer du Nord à la collision alpine implique que l'on vérifie la compatibilité des mouvements entre l'Afrique et l'Eurasie, pendant la fermeture de la Téthys, ainsi que la datation des grandes phases de structuration des Alpes.

Nous présentons deux modèles de reconstitution cinématique réalisés par rapport aux anomalies magnétiques de l'Atlantique. Ces modèles tiennent compte des grands événements Alpains, Méditerranéens et Atlantiques (Le Pichon & al., 1988 ; Dewey & al., 1989). Ces deux modèles s'accordent pour un changement important de la cinématique de la plaque Afrique, entraînant sa convergence vers l'Eurasie, de 80 Ma (base Turonien) à 35 Ma (fin Éocène) pour les uns (Fig. VII.11), et de 92 Ma (début Campanien) à 65 Ma (début Paléocène) pour les autres (Fig. VII.12).

De même, nous présentons deux modèles de reconstitution cinématique des Alpes (Ballèvre & Merle, 1993 ; Avigad & al., 1993) qui prennent en compte un épisode, appelé Éoalpin, de structuration majeure des Alpes entre 100 et 90 Ma, Crétacé moyen, pour les uns (Fig. VII.13) et Crétacé moyen à terminal, pour les autres (Fig. VII.14). Ces âges sont encore mal définis et peuvent varier de quelques millions d'années.

Ces âges suggèrent que la structuration des Alpes a commencé plus tôt que la convergence Afrique-Europe, c'est à dire plus tôt que le rapprochement entre l'Afrique et l'Europe. Mais la datation du début de la convergence n'est pas précise, faute d'informations paléomagnétiques entre l'anomalie M0 (119 Ma) et l'anomalie 34 (84 Ma) (Kent & Gradstein, 1986).

Les anomalies paléomagnétiques retracent les variations du champ magnétique terrestre (inversion des pôles magnétiques) au moment de la formation du plancher océanique. Entre l'anomalie M0 (119 Ma) et l'anomalie 34 (84 Ma), il n'y a pas eu d'inversion des pôles magnétiques. Ces anomalies paléomagnétiques, disposées parallèlement à la ride médio-océanique, permettent de déduire les vitesses des plaques océaniques ; leur direction est déduite de l'orientation des failles transformantes. C'est grâce aux mouvements des plaques océaniques de l'Atlantique que sont déduits les mouvements entre l'Afrique et l'Europe. Ces mouvements sont définis en fonction de contraintes paléogéographiques ou structurales quand les informations paléomagnétiques ne sont pas suffisantes ; c'est ce que font Dewey & al. (1989) dans leur reconstruction, en proposant 92 Ma pour le début de la convergence (Fig. VII.12).

De plus, la reconstitution paléogéographique de la Téthys (Dercourt & al., 1985) suggère que l'Apulie joue un rôle de micro-plaque. Celle-ci peut perturber les dates de première structuration des Alpes, par rapport à l'âge de la convergence entre l'Afrique et l'Eurasie.

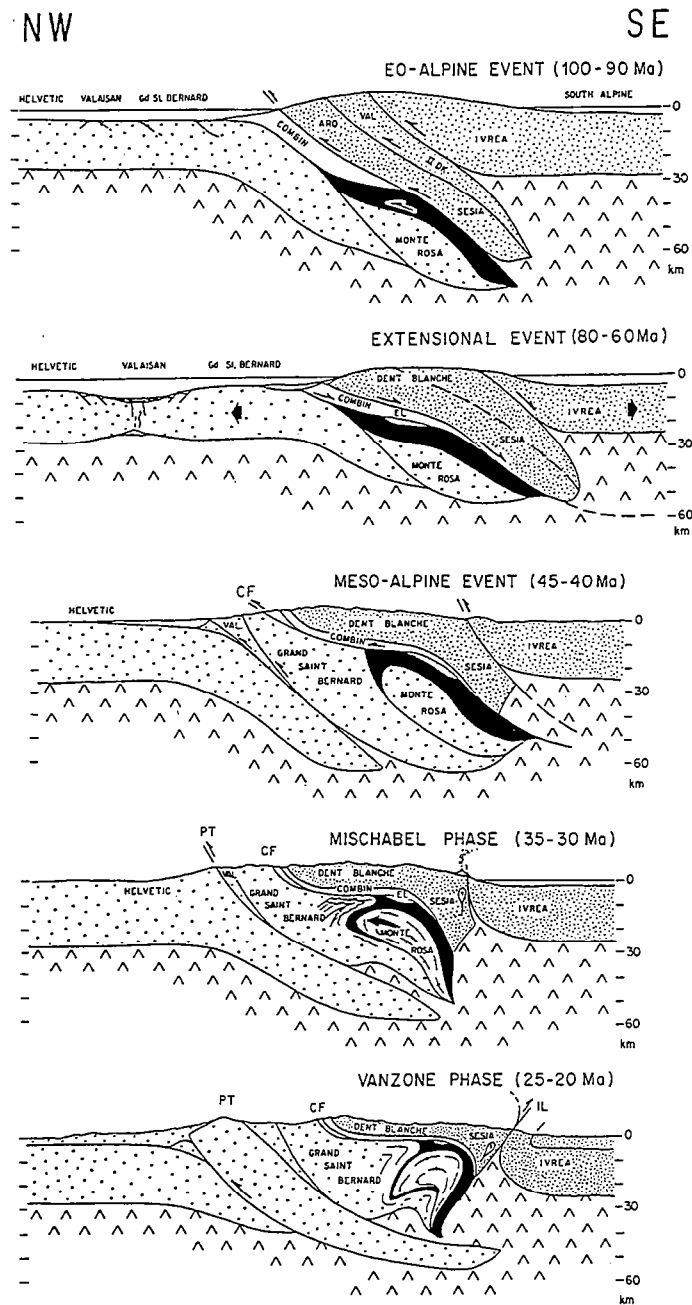


Figure VII. 13 : Évolution tectonique de la partie Nord des Alpes occidentales. Le contact avec l'unité austroalpine n'est pas active longtemps après l'événement éoalpin. CF, Faille du Combin; IL, ligne Insubrienne; PT, chevauchement Pennique (Ballèvre & Merle, 1993).

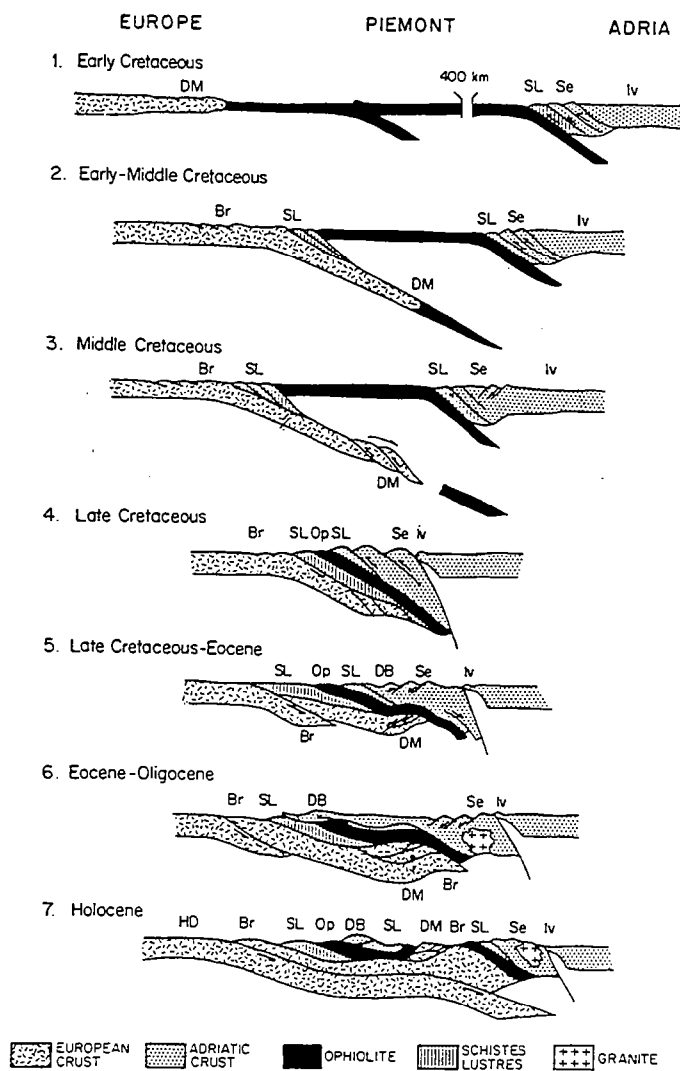


Figure VII. 14 : Schéma de l'évolution tectonique des Alpes occidentales, du Crétacé inférieur à l'Actuel. Unités : Iv, Ivree; Se, Sesia; DB, Dent-Blanche; SL, Schistes Lustrés; Op, Ophiolite; DM, Doria Maira; Br, Briançonnais; HD, Helvetic-Dauphinois (Avigad & al., 1993).

Néanmoins, malgré des datations incertaines, les âges de convergence de l'Afrique et de la première structuration des Alpes coïncident en partie avec la première période d'inversion dans le Sud de la Mer du Nord, du Sénonien au Danien (88 à 59 Ma).

Nous pensons donc qu'il faut relier les inversions Crétacé supérieur à la compression Alpine (Ziegler, 1975, 1978, 1982, 1990 ; Gibbs, 1986 ; Gillcrist & al. 1987 ; Dronkers & Mrozek, 1991). Aussi, pendant le Crétacé supérieur (80 - 85 Ma), la compression commence dans les Pyrénées (Choukroune, 1992), ceci s'ajoutant à la compression Alpine.

Suite à cette première phase d'inversion, la limite Paléocène-Éocène est caractérisée par un arrêt de la compression et une reprise de la subsidence (Ziegler, 1990). Dans les Alpes, une phase d'extension est décrite, variant suivant les auteurs (Ballèvre & Merle, 1993 ; Avigad & al., 1993), entre la fin du Crétacé supérieur et l'Éocène (Fig. VII.13 et 14). La cinématique Afrique-Eurasie montre un arrêt de la convergence entre 65 et 51 Ma (Fig. VII.12), ce qui correspond au Paléocène début Éocène (Dewey & al., 1989). L'épisode extensif dans les Alpes et la subsidence en Mer du Nord pourraient correspondre à cet arrêt de la convergence. L'idée de l'inversion guidée par le rifting n'est pas compatible avec la légère extension observée, pendant cette période, en Mer du Nord, car l'Atlantique s'ouvre toujours et devrait, suivant cette dernière idée, continuer à inverser les grabens de Mer du Nord, ce qui n'est pas le cas.

Nous allons tenter une approche des inversions Tertiaire, aux limites Éocène-Oligocène et Oligo-Miocène. Celles-ci concernent très peu la Mer du Nord, et inversent surtout la Manche et la Mer d'Irlande. Nous sortons du cadre de notre étude, mais cela nous semble nécessaire pour comprendre la faible inversion des grabens de la Mer du Nord pendant cette période.

VII.5) Dynamique de l'inversion des grabens au Tertiaire, à la limite Éocène-Oligocène et à la limite Oligo-Miocène.

Les inversions tertiaire affectent principalement la Manche et la Mer d'Irlande (Fig. II.9a et b). La Manche "Brittany Trough" et le "Celtic Sea Basin" s'inversent avec des mouvements décrochants (Ziegler, 1987b). Le "Weald Basin" est inversé avec une composante décrochante dextre (Lake & Karner, 1987). Le "Bristol Channel" et la partie sud du "Celtic Sea Basin" s'inversent avec une composante décrochante sénestre (Van Hoorn, 1987b) ; Tucker & Graham (1987) ne constatent pas de décrochements pendant l'inversion, bien que les données présentées (lignes et cartes) puissent aussi être interprétées avec une composante décrochante.

Pendant cette seconde phase d'inversion, un système de grabens se met en place en Europe avec le Fossé Rhénan, le Fossé de Bresse, les Limagnes et le Graben du Rhône, grabens qui ont subi un étirement croissant vers le Sud. Cet ensemble de grabens s'appelle le Rift Ouest Européen (Tapponnier, 1977 ; Ziegler, 1982 ; Villemin & al., 1986).

Cette extension pourrait être liée à la collision Afrique-Europe (Tapponnier, 1977), des exemples d'extension à l'avant d'une zone de collision ayant été décrits dans la collision Inde-Asie (Tapponnier & Molnar, 1977).

La reconstruction cinématique, faite par Le Pichon (1988) cherche à expliquer l'ouverture du Rift Ouest Européen en suggérant un mouvement convergent dextre entre l'Afrique et l'Eurasie de 35 à 20 Ma, fin Éocène à début Miocène (Fig. VII.11), ce qui ne semble pas nécessaire si l'on retient le modèle de Tapponnier.

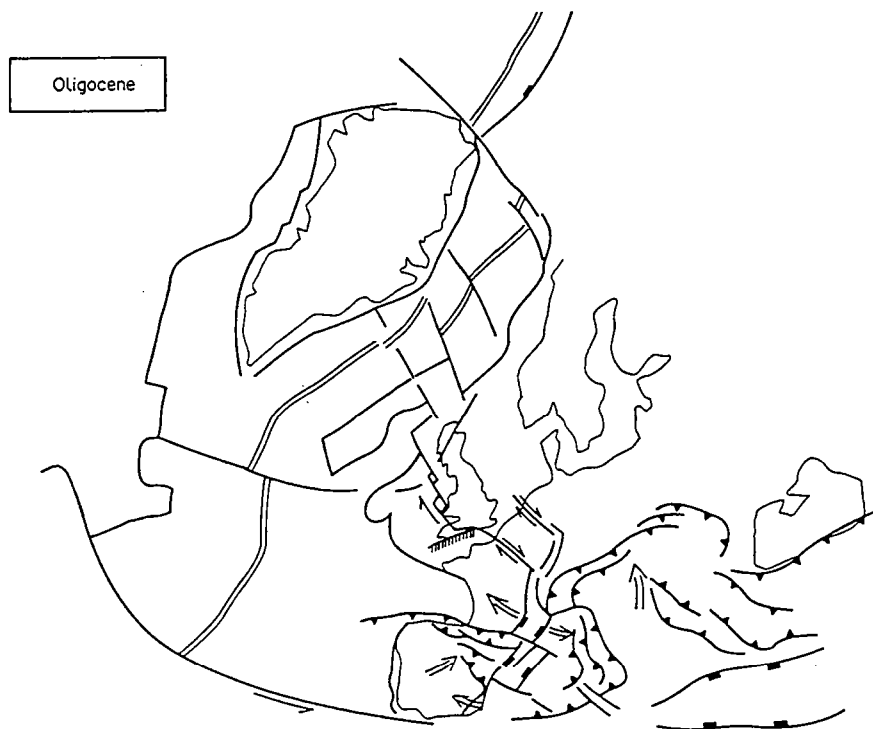


Figure VII. 15 : Carte du Nord-Ouest de l'Europe montrant la tectonique régionale durant l'Oligocène et le développement des zones d'inversion dans les relais compressif sur les décrochements régionaux. Ces failles ont été réactivées par des contraintes intraplaques induites par la variation de la vitesse de déplacement des plaques le long de l'Océan Atlantique et des grabens Rhin-Rhône, ces deux systèmes étant liés par les décrochements régionaux (Coward, 1994).

Différents modèles tentent d'expliquer les inversions tertiaires :

Gillcrist & al. (1987) et Coward (1994) suggèrent que la formation du Rift Ouest Européen, couplée avec l'ouverture de l'Atlantique sont responsables de l'inversion. Coward (1994) propose que le Rift Ouest Européen et le rifting Atlantique engendrent des contraintes susceptibles de réactiver des décrochements régionaux NW-SE (Fig. VII.15). La réactivation de ces décrochements entraînerait des déplacements à l'origine de l'inversion de la Manche.

Cartwright (1989) propose de coupler l'ouverture de l'Atlantique, la formation des Alpes et des Pyrénées pour expliquer les inversions à l'Oligocène. Il oublie qu'entre les Alpes et la Manche, le Rift Ouest Européen est en train de se former et doit limiter l'influence des Alpes à l'Ouest du "Rift".

Les inversions tertiaire peuvent être reliées à la formation des Pyrénées. Si l'on retient le modèle de Tapponnier (1977), le Rift Ouest Européen est une conséquence de la collision. Ceci explique pourquoi le Rift Ouest Européen est plus ouvert au Sud qu'au Nord (le "pôle de rotation" de l'ouverture des grabens se situant entre le "Glückstadt Graben" et le "Lower Saxony Basin"). Ainsi l'inversion des grabens à l'Ouest du "Broad Fourteens Basin" serait liée aux mouvements induits par la formation des Pyrénées. Les grabens de la Mer du Nord sont peu inversés, malgré la compression Alpine qui continue (cf. § VII.3.3).

Nous pensons que les inversions tertiaire de la Mer d'Irlande, de la Manche et du Sud-Ouest de la Mer du Nord, aux limites Éocène-Oligocène et Oligo-Miocène, sont à relier à la formation des Pyrénées.

VII.6) Modèles de l'inversion des grabens péri-alpins

En fonction des différents modèles présentés ci-dessus, nous proposons un schéma d'évolution de l'inversion des grabens péri-alpins.

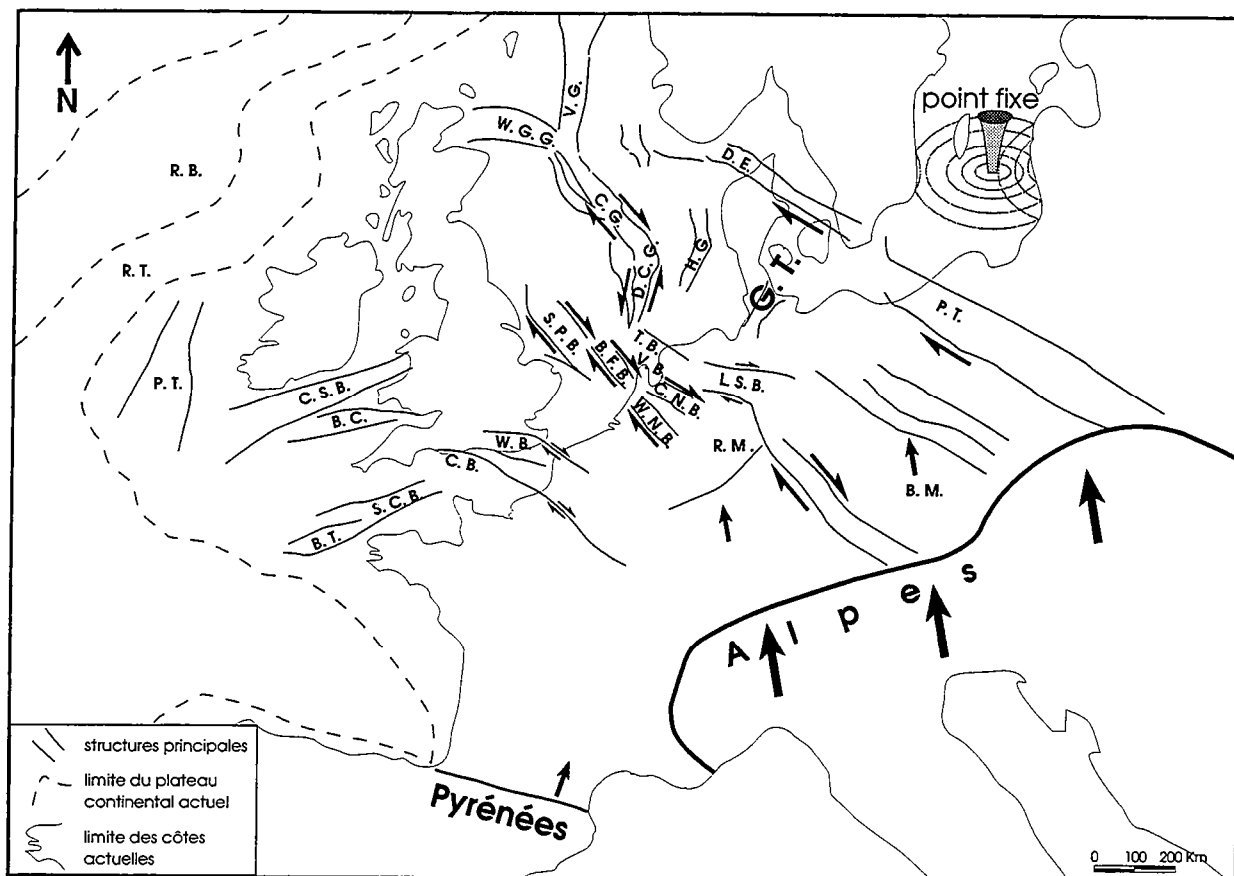
Pour faire un tel modèle, une question se pose : comment se transmettent les mouvements dans la croûte ? En accord avec la bibliographie, les données sur les grabens et les modélisations analogiques, nous retenons deux types de transmission des mouvements et de la déformation qui sont complémentaires. Les mouvements sont transmis par l'intermédiaire de grands décollements et de grands décrochements crustaux (Ziegler, 1978, 1987a ; Bally, 1984 ;

Gibbs, 1986 ; Gillcrist & al., 1987). Ces mouvements induisent de la déformation dans les zones les plus facilement déformables. Dans le cas de la Mer du Nord, ce peut être un graben qui amincit la croûte fragile ou un système de failles bien orientées.

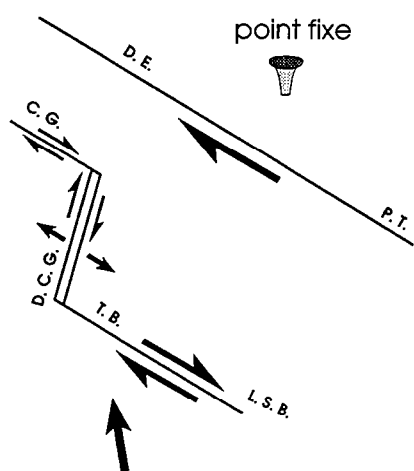
VII.6.1) L'inversion crétacé supérieur.

L'inversion crétacé supérieur se fait principalement en relation avec la formation des Alpes et des Pyrénées. Nous proposons un modèle pour expliquer les jeux décrochants sur les graben de la Mer du Nord (Fig. VII.16a et c). Une partie des mouvements est transférée le long de décrochements NW-SE et l'autre par de grands décollements à la base des blocs. Pour expliquer la déformation faible des grabens NNE-SSW entre les décrochements NW-SE, nous suggérons que ces grabens NNE-SSW enregistrent uniquement une faible composante décrochante compressive entre les deux décrochements principaux NW-SE. La zone la plus importante de décrochement NW-SE est la "Tornquist Zone", ensuite vient l'alignement Ouest du massif de Bohême, les grabens hollandais ("West Netherlands Basin", "Central Netherlands Basin" et "Broad Fourteens Basin") et le "Sole Pit Basin", puis la partie centrale et nord du "Central Graben", et enfin, à un degré moindre, la faille de Bray. Les grabens orientés NNE-SSW servent de relais aux directions NW-SE ; ainsi, on peut suggérer que le "Dutch Central Graben" fonctionne avec une composante décrochante sénestre pendant l'inversion (Fig. 16a et c).

Les modèles régionaux de l'inversion proposés dans la littérature font généralement fonctionner en décrochement dextre le "Dutch Central Graben" et le "Danish Central Graben" avec le "Central Graben", ceux-ci étant reliés au "Terschelling Basin" et "Lower Saxony Basin" (Dronkers & Mrozek, 1991 ; cf. Fig. II.7, § II.1.2). Si tout cet ensemble fonctionne en dextre (avec un raccourcissement N-S), on est obligé de considérer, pour accommoder les déplacements sur les directions NW-SE, le fonctionnement du "Dutch Central Graben" en "pull-apart" pendant le Crétacé supérieur (Fig. VII.16b). Or ce graben est surtout décrochant et légèrement en compression pendant le Crétacé supérieur. Nous pensons qu'il peut servir de relais entre le "Central Graben" au Nord et les grabens hollandais au Sud.

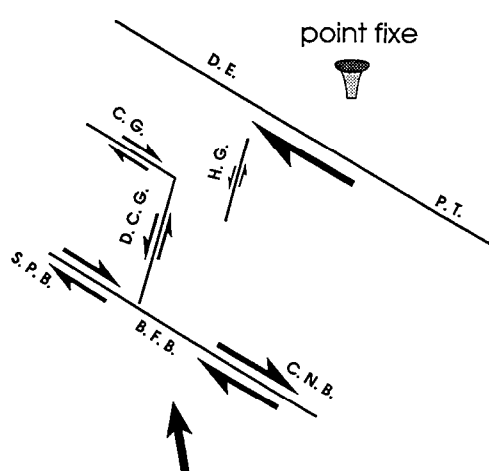


a



b

(d'après Dronkers & Mrozek, 1991)



c

(cette étude)

Figure VII. 16 : Modèle de l'inversion Crétacé supérieur. (a) carte générale ; (b) schéma interprétatif avec décrochement dextre engendrant de l'extension sur le D.C.G., d'après Dronkers & Mrozek, 1991 ; (c) schéma interprétatif montrant du décrochement sénestre sur le D.C.G., cette étude.

Abréviations : B.C. : "Bristol Channel Trough", B.F.B. : "Broad Fourteens Basin", B.M. : "Bohemian Massif", B.T. : "Brittany Trough", C.B. : "Channel Basin", C.G. : "Central Graben", C.N.B. : "Central Netherlands Basin", D.C.G. : "Dutch Central Graben", D.E. : "Danish Embayment", G.T. : "Glückstadt Trough", H.G. : "Horn Graben", L.S.B. : "Lower Saxony Basin", P.T. : "Polish Trough", R.M. : "Rhenish Massif", S.B. : "Celtic Sea Basin", S.C.B. : "Southwest Channel Basin", S.P.B. : "Sole Pit Basin", P.B. : "Porcupine Basin", R.B. : "Rockall Bank", R.T. : "Rockall Trough", T.B. : "Terschelling Basin", V.B. : "Vlieland Basin", V.G. : "Viking Graben", W.B. : "Weald Basin", W.G.G. : "Witch Ground Graben", W.N.B. : "West Netherlands Basin".

Dans une moindre mesure, le "Horn Graben" subit peut-être aussi un léger décrochement de la même nature pendant le Crétacé supérieur. Ce type de fonctionnement du "Dutch Central Graben" pourrait expliquer pourquoi le "Danish Central Graben", situé à la limite entre "Central Graben" et "Dutch Central Graben", semble subir une inversion très discontinue dans le temps et dans l'espace. Il se situe dans une zone charnière où les mouvements ne peuvent être simples, entre une composante décrochante dextre dans sa partie nord, et une composante décrochante sénestre dans sa partie sud.

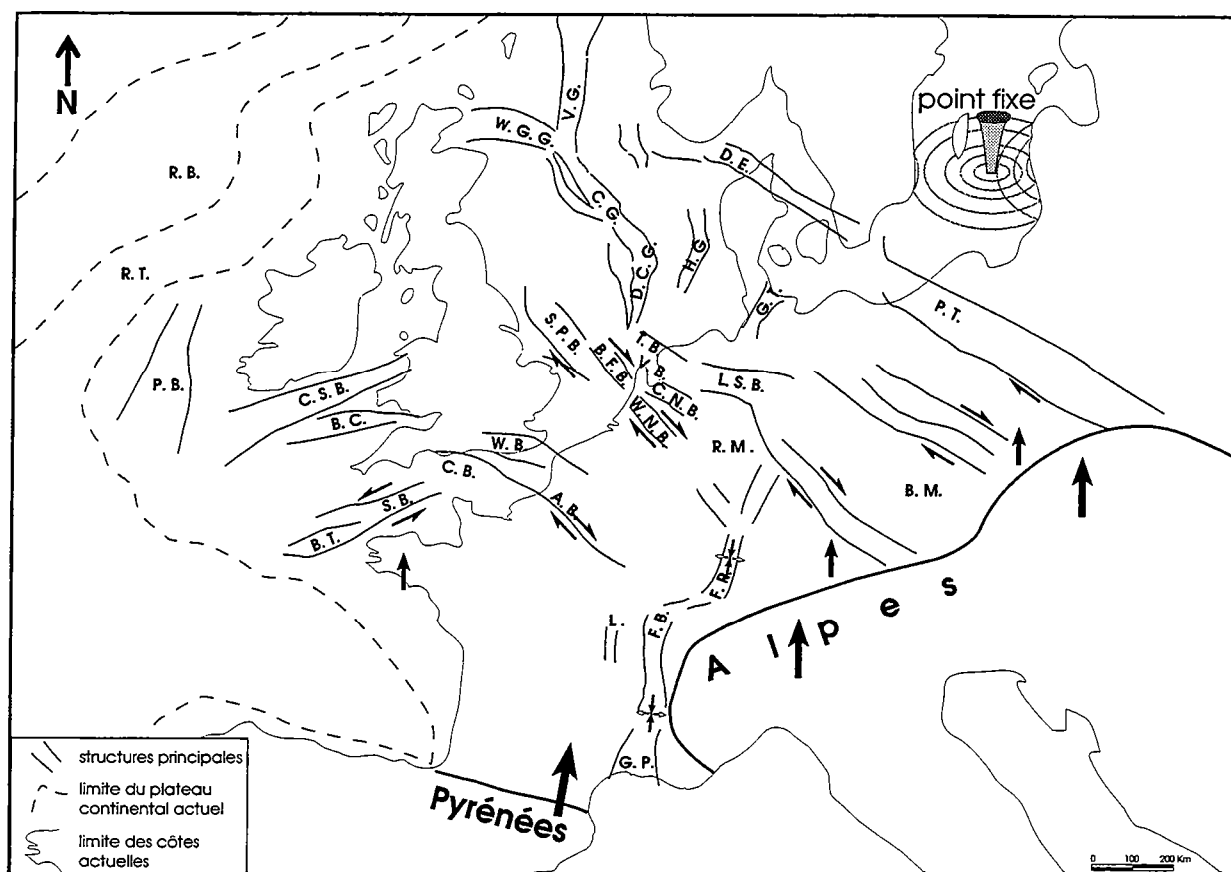
L'inversion est schématisée par un modèle de blocs déplacés entre deux zones décrochantes (Fig. VII.16c).

VII.6.2) L'inversion tertiaire (Éocène-Oligocène et Oligo-Miocène).

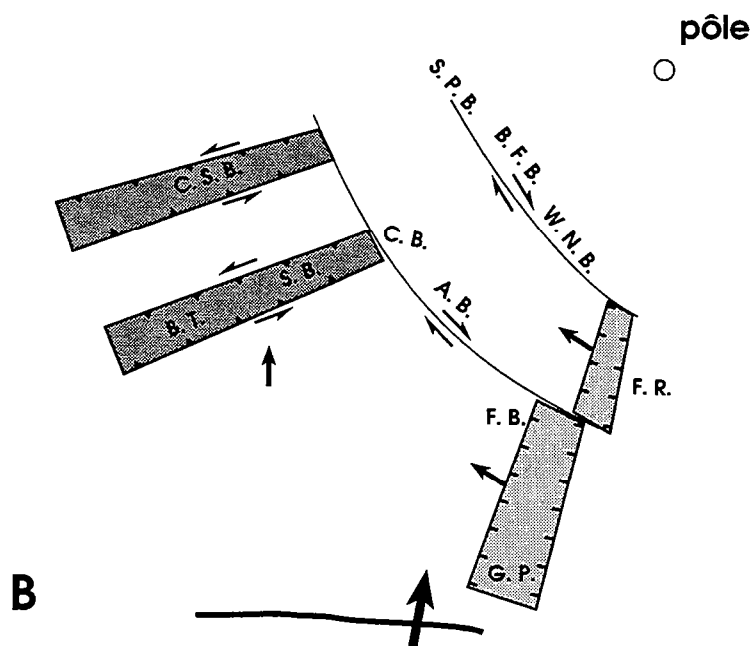
L'inversion tertiaire se fait principalement en relation avec la formation des Pyrénées, et la formation du Rift Ouest Européen. Nous proposons un modèle pour expliquer les jeux sur les grabens du Sud-Ouest de la Mer du Nord, de la Manche et de la Mer d'Irlande (Fig. VII.17a et b). Les mouvements sont transmis par l'intermédiaire de décrochements et décollements. L'ampleur de la déformation est bien inférieure à l'épisode crétacé supérieur.

Dans ce modèle, la collision au niveau des Pyrénées entraîne l'ouverture du Rift Ouest Européen avec un pôle d'ouverture vers Hamburg (4 km d'extension au Nord dans le fossé Rhénan et 12 km au Sud en Provence, cf. Allemand, 1990). Cette collision pousse de grands blocs, qui entraînent le fonctionnement dextre d'accidents NW-SE (faille de Bray, graben hollandais et "Sole Pit Basin"), et le fonctionnement sénestre des accidents NE-SW (grabens de la manche occidentale).

L'inversion est schématisée par un modèle de blocs déplacés par rapport à un pôle de rotation (Fig. VII.17b).



a



B

Figure VII.17 : Modèle de l'inversion Tertiaire, (a) carte générale, (b) schéma interprétatif.

Abréviations : A.B. : "Anticlinal de Bray", B.C. : "Bristol Channel Trough", B.F.B. : "Broad Fourteens Basin", B.M. : "Bohemian Massif", B.T. : "Brittany Trough", C.B. : "Channel Basin", C.G. : "Central Graben", C.N.B. : "Central Netherlands Basin", D.C.G. : "Dutch Central Graben", D.E. : "Danish Embayment", F.B. : "Fossé de Bresse", F.R. : "Fossé Rhénan", G.T. : "Glückstadt Trough", G.P. : "Graben de Provence", H.G. : "Horn Graben", L. : "Limagne", L.S.B. : "Lower Saxony Basin", P.T. : "Polish Trough", R.M. : "Rhenish Massif", S.B. : "Celtic Sea Basin", S.C.B. : "Southwest Channel Basin", S.P.B. : "Sole Pit Basin", P.B. : "Porcupine Basin", R.B. : "Rockall Bank", R.T. : "Rockall Trough", T.B. : "Terschelling Basin", V.B. : "Vlieland Basin", V.G. : "Viking Graben", W.B. : "Weald Basin", W.G.G. : "Witch Ground Graben", W.N.B. : "West Netherlands Basin".

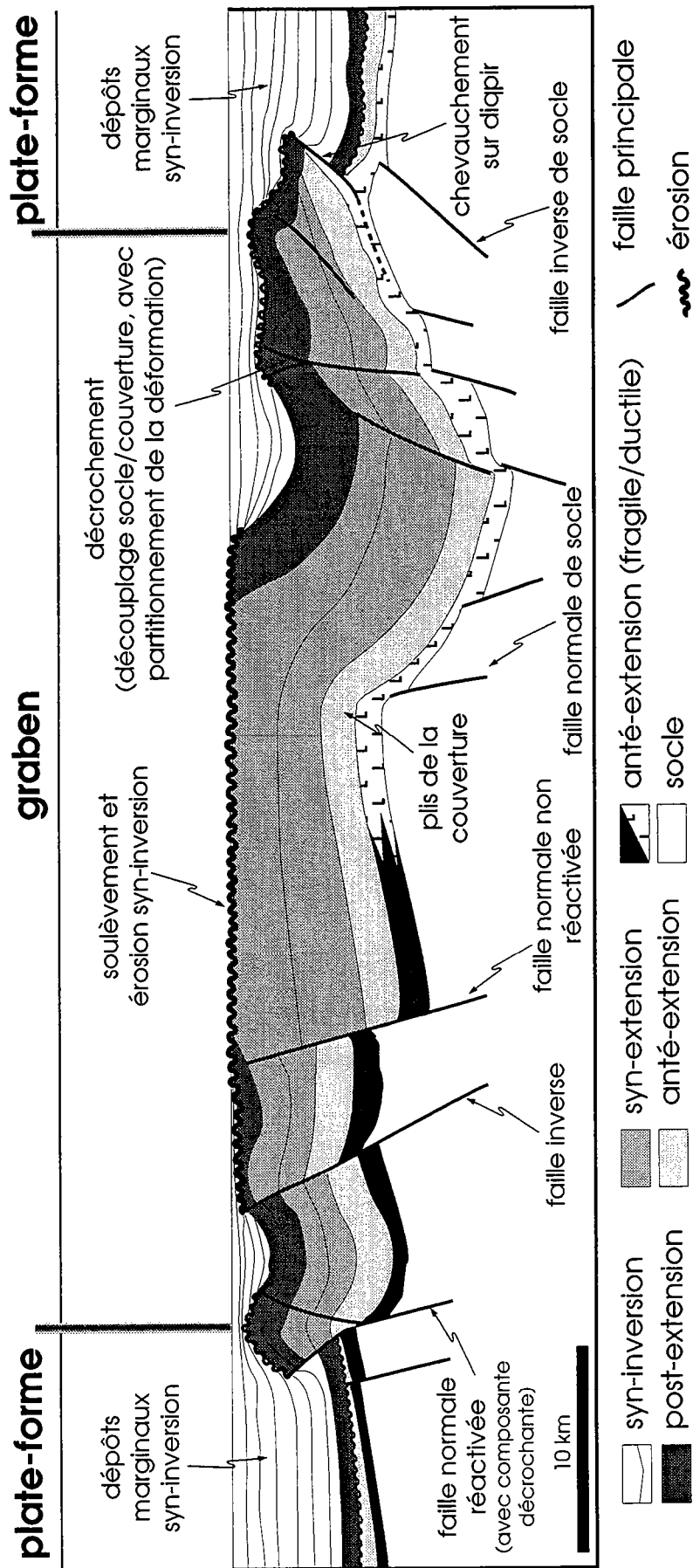
VII.7) Conclusions

Notre étude était surtout concentrée sur la Mer du Nord, le "Broad Fourteens Basin" et l'inversion de ce Graben au Crétacé supérieur. Nous avons constaté que, pour comprendre l'inversion de la Mer du Nord, il ne suffit pas de regarder en détail un graben pendant son inversion. Il faut obligatoirement replacer ce graben dans un ensemble régional cohérent. Nous avons donc proposé un modèle d'inversion de l'ensemble de la Mer du Nord, à la fois pour le Crétacé supérieur, mais aussi pour le Tertiaire, afin de comprendre pourquoi, pendant cette période, l'inversion s'est surtout localisée en Manche.

En ce qui concerne le moteur de l'inversion crétacé supérieur, nous avons clairement montré qu'il se trouve dans le rapprochement de l'Afrique vers l'Europe. Il ne nous semble plus utile de vouloir trouver des arguments en faveur d'une liaison entre l'inversion crétacé supérieur et l'ouverture de l'Atlantique, quand un phénomène d'une aussi grande importance que la formation des Alpes se fait en même temps que l'inversion et permet d'expliquer la plupart des structures induites. On pourrait cependant dire que l'inversion de la Mer du Nord est le résultat de l'ouverture non pas de l'Atlantique Nord, mais de l'Atlantique Centrale qui s'ouvre à l'Albo-Aptien et pousse l'Afrique vers l'Europe pour former les Alpes ! Si l'ouverture d'un océan peut inverser fortement des grabens intra-continentaux sans inverser ses marges, il faut que les marges passives de cet océan soient très résistantes, pour permettre la transmission des contraintes horizontales. Or, en simplifiant, les marges des océans sont soit passives sans déformation compressive interne, soit actives, et forment des prismes d'accrétions structurés en compression. Ce sont les marges qui se déforment les premières pendant les collisions, ce sont elles qui sont les plus fragiles. C'est aussi ce que l'on observe pendant la formation des Alpes avec l'inversion des marges de la Téthys (Lemoine & al., 1981), qui pourrait débiter avant l'inversion crétacé supérieur des grabens de la Mer du Nord. Ainsi, comment les grabens de la Mer du Nord peuvent être inversés, à cause de l'ouverture de l'Atlantique Nord, si les marges de cet océan ne sont pas inversées ?

Derrière ce débat de l'inversion de la Mer du Nord s'en cache un autre : l'expansion océanique est-elle un phénomène moteur dans le déplacement des plaques ou le résultat de celui-ci ? Ce n'est pas le sujet de cette étude.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES.



INVERSION RÉGIONALE SUITE À UN CHANGEMENT DE RÉGIME TECTONIQUE, PASSAGE D'UN RÉGIME EXTENSIF À UN RÉGIME COMPRESSIF.

Figure C.1 : Schéma type des caractéristiques particulières liées à l'inversion d'un graben.

L'inversion d'un graben s'exprime de différentes manières en fonction de ses caractéristiques géologiques et mécaniques. Elle entraîne la formation de structures spécifiques qu'il convient d'identifier (Fig. C.1). Le phénomène d'inversion est lié à un changement de régime tectonique régional. Une observation des structures locales et régionales est nécessaire pour conclure à une inversion. En effet, l'observation d'une érosion ou d'une faille inverse dans un graben n'est pas obligatoirement le résultat d'un changement tectonique régional.

Le "Broad Fourteens basin".

La Mer du Nord est un site exemplaire pour l'étude de l'inversion. La formation de grabens du Trias au Crétacé inférieur et leur inversion au Crétacé supérieur et au Tertiaire, sur un domaine continental large pouvant posséder un niveau de décollement supracrustal, nous a permis d'étudier des configurations structurales très différentes, et de mieux cerner l'influence de différents paramètres sur la déformation. L'un de ces grabens, le "Broad Fourteens Basin", qui fait partie des grabens hollandais, a, par sa situation géographique, des caractéristiques structurales mixtes. La partie sud du graben montre un même style structural cassant, pour le "socle" permien et la "couverture" mésozoïque. La partie nord est caractérisée par un niveau de décollement (sels zechstein) entre le socle et la couverture conduisant au développement de deux styles structuraux, cassant pour le socle et plicatif pour la couverture, tant pendant l'extension que pendant la compression.

L'inversion des grabens

L'analyse précise des données de sub-surface disponibles pour le "Broad Fourteens Basin" a permis de classifier les paramètres importants de l'inversion tectonique. L'approche par modélisation analogique a permis de tester les effets des variations d'un ou de plusieurs paramètres.

Les deux approches menées conjointement conduisent à dégager les quelques règles suivantes :

- La formation de grabens crustaux, en présence d'un niveau de décollement proche de la surface, entraîne la formation de diapirs dans la couverture, qui peuvent se localiser dans le graben, au droit des accidents de socle sur les bordures du graben, et loin des accidents de socle sur les plates-formes du graben.

- L'inversion d'un graben par réactivation de failles normales à fort pendage ($> 50^\circ$) ne peut se faire qu'avec une composante décrochante non négligeable, qui, dans la plupart des cas doit être au moins égale à la composante de raccourcissement perpendiculaire aux structures principales du graben (l'angle optimum entre la compression et les structures est environ 30°).

- Plus le niveau de décollement, entre socle et couverture, est épais, et plus la couverture se déforme de manière autonome, à l'échelle des grandes structures du socle, pendant l'extension et pendant la compression. L'inversion d'un graben avec un niveau de décollement peut se traduire par un soulèvement de la couverture sédimentaire, avec érosion de celle-ci, sans que des failles importantes ne s'y développent.

- Plus la couverture est épaisse au-dessus du niveau de décollement, et plus il est difficile de la fracturer.

- La présence de diapirs dans la couverture, notamment au niveau des bordures d'un graben, facilite le développement des chevauchements du contenu du graben sur ses plates-formes, pendant l'inversion.

Ces constatations ont permis de classer les différents grabens inversés de la Mer du Nord en fonction de leurs particularités géologiques. Une reconstitution régionale des mouvements sur les grabens confirme le lien entre l'inversion des grabens de la Mer du Nord et la collision Alpine.

Questions en suspens.

De nombreux points restent cependant à éclaircir au sujet de la formation des grabens et bassins de la Mer du Nord :

- Pourquoi les deux bassins salifères Permien possèdent-ils une orientation E-W et sont-ils, dès leur formation, structurés par des accidents NW-SE et N-S ?

- Pourquoi les grabens mésozoïques ont-ils des directions si diversifiées ?

- Pourquoi certains grabens triasiques N-S ne fonctionnent-ils pas en extension au Jurassique ?

De nombreux points restent aussi à éclaircir au sujet de l'inversion de ces grabens :

- La compression est-elle seulement à l'origine de l'inversion des grabens, ou provoque-t-elle aussi du flambage lithosphérique ?

- Quelle est l'ampleur de la composante décrochante sur tous les grabens pendant l'inversion ?

- Les phases d'inversion des grabens et de structuration des Alpes sont-elles synchrones ? La propagation de la déformation à l'avant de la zone de collision est-elle instantanée ?

- L'ouverture de l'Atlantique joue-t-elle un rôle dans l'inversion des grabens, comme certains auteurs l'ont proposé, bien que l'inversion soit d'abord imputable à la collision alpine ?

D'une manière générale pour les grabens :

- Quels sont les temps caractéristiques et les répartitions spatiales des déformations extensives et compressives ?

Ces questions demandent une étude tectonique très fine des grabens mésozoïques, en corrélation avec une étude sédimentologique et stratigraphique très précise, permettant un calage spatio-temporel de la déformation.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES.

- Alevina, J.-C., 1991.** Étude exploration. Rapport interne Elf Petroland.
- Allemand, P., 1990.** Approche expérimentale de la mécanique du rifting continental. Thèse d'Université. Rennes, 38, 188.
- Avigad, D., Chopin, C., Goffé, B. and Michard, A., 1993.** Tectonic model for the evolution of the Western Alps. *Geology*, 21, 659-662.
- Badley, M. E., Price, J. D. and Backshall, L. C., 1989.** Inversion, reactivated faults and related structures: seismic examples from the southern North Sea. *Inversion tectonics*, Cooper, M. A. and Williams, G. D., 44, Oxford, 201-219.
- Ballèvre, M. and Merle, O., 1993.** The Combin Fault: compressional reactivation of a late Cretaceous—Early Tertiary detachment fault in the Western Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 73, 205-227.
- Bally, A. W., 1984.** Tectogenèse et sismique réflexion. *Bull. Soc. géol. France*, XXVI, 279-285.
- Bartholomew, I. D., Peters, J. M. and Powell, C. M., 1993.** Regional structural evolution of the North Sea : oblique slip and reactivation of basement lineaments. *Petroleum Geology of Northwest Europe : Proceedings of the 4th Conference*, Parker, J. R., london, 1109-1122.
- Batteguay, G., 1986.** Mise au point d'une technique de viscosimétrie d'un matériaux analogique (silicone) utilisé en modélisation expérimentale. 18 p.
- Bergerat, F., 1987.** Paléo-champs de contrainte tertiaires dans la plate-forme européenne au front de l'orogène alpin. *Bull. Soc. Géol. France*, III, 611-620.
- Bergerat, F. and Vandycke, S., 1994.** Paleostress analysis and geodynamical implications of Cretaceous-Tertiary faulting in Kent and the Boulonnais. *Journal of the Geological Society*, 151, 439-448.
- Beslier, M. O., 1991.** Formation des marges passives et remontée du manteau : modélisation expérimentale et exemple de la marge de la Galice. Thèse d'Université. Rennes, 45, 225 p.
- Betz, D., Führer, F., Greiner, G. and Plein, E., 1987.** Evolution of the Lower Saxony Basin. *Tectonophysics*, 137, 127-170.
- Boillot, G., 1984.** Les marges continentales stables et leur destin. *Bull. Soc. géol. France*, XXVI, 517-531.
- Brodie, J. and White, N., 1994.** Sedimentary basin inversion caused by igneous underplating : Northwest European continental shelf. *Geology*, 22, 147-150.
- Brun, J.-P. and Choukroune, P., 1983.** Normal faulting, block tilting, and décollement in a stretched crust. *Tectonics*, 2, 345-356.
- Buchanan, P. G. and McClay, K. R., 1991.** Sandbox Experiments of Inverted Listric and Planar Fault System. *Tectonophysics*, 188, 97-115.
- Byerlee, J., 1978.** Friction of rocks. *Pure Appl. Geophys.*, 116, 615-626.

- Carrio-Schaffhauser, E. and Gaviglio, P., 1990.** Pressure solution and cementation stimulated by faulting in limestones. *Journal of Structural Geology*, 12, 987-994.
- Carter, N. L. and Tsenn, M. C., 1987.** Flow properties of continental lithosphere. *Tectonophysics*, 136, 27-63.
- Cartwright, J. A., 1987.** Transverse structural zones in continental rifts—an example from the Danish Sector of North Sea. *Petroleum Geology of North West Europe*, Brooks, J. and Glennie, K., 441-452.
- Cartwright, J. A., 1989.** The kinematics of inversion in the Danish Central Graben. *Inversion tectonics*, Cooper, M. A. and Williams, G. D., 44, 153-175.
- Choukroune, P., 1989.** Strain and displacement in the brittle field. *Paleomagnetic rotations and continental deformation*, Kissel, C. and Laj, C., Amsterdam, 165-180.
- Choukroune, P., 1992.** Tectonic evolution of the Pyrenees. *Annu. Rev. Earth. Planet. Sci.*, 20, 143-158.
- Clark-Lowes, D. D., Kuzemko, N. C. J. and Scott, D. A., 1987.** Structure and petroleum prospectivity of the Dutch Central and neighbouring platform areas. *Petroleum Geology of North West Europe*, Brooks, J. and Glennie, K., 337-356.
- Cobbold, P. R., Rossello, E. and Vendeville, B., 1989.** Some experiments on interacting sedimentation and deformation above salt horizons. *Bull. Soc. géol. France*, 3, 453-460.
- Cobbold, P. R. and Szatmari, P., 1991.** Radial gravitational gliding on passive margins. *Tectonophysics*, 188, 249-289.
- Cobbold, P. R., Davy, P., Gapais, D., Rossello, E. A., Sadybakasov, E., Thomas, J. C., Tondji Biyo, J. J. and de Urreiztieta, M., 1993.** Sedimentary basins and crustal thickening. *Sedimentary Geology*, 86, 77-89.
- Cooper, M. A. and Williams, G. D., 1989.** *Inversion Tectonics*. Oxford, 44, 375.
- Cooper, M. A., Williams, G. D., de Graciansky, P. C., Murphy, R. W., Needham, T., de Paor, D., Stoneley, R., Todd, S. P., Turner, J. P. and Ziegler, P. A., 1989.** *Inversion Tectonics - a discussion*. *Inversion Tectonics*, Cooper, M. A. and Williams, G. D., 44, Oxford, 335-347.
- Coward, M. P., 1986.** Heterogeneous stretching, simple shear and basin development. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 80, 325-336.
- Coward, M. P., 1994.** *Inversion tectonics*. *Continental deformation*, L., H. P., Oxford, 289-304.
- Dauteuil, O. and Brun, J.-P., 1993.** Oblique Rifting in a slow Spreading Ridge. *Nature*, 361, 145-148.
- Davy, P., 1986.** *Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale*. Thèse de 3ème cycle. Rennes, 8, 233 p.
- Davy, P. and Cobbold, P. R., 1991.** Experiments on shortening of a 4-layer model of continental lithosphere. *Tectonophysics*, 188, 1-25.

De Graciansky, P.-C., Dardeau, G., Lemoine, M. and Tricart, P., 1989. The inverted margin of the French Alps and foreland basin inversion. *Inversion tectonics*, Cooper, M. A. and Williams, G. D., 44, Oxford, 87-104.

Dercourt, J., Zonenshain, L. P., Ricou, L.-E., Kazmin, G., Le Pichon, X., Knipper, A. L., Grandjacquet, C., Sborshchikov, I. M., Boulin, J., Sorokhtin, O., Geyssant, J., Lepvrier, C., Biju-Duval, B., Sibuet, J.-C., Savostin, L. A., Westphal, M. and Lauer, J.-P., 1985. Présentation de 9 cartes paléogéographiques au 1/20.000.000^e s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période de Lias à l'Actuel. *Bull. Soc. géol. France*, 5, 637-652.

Dewey, J. F., Helman, M. L., Turco, E., Hutton, D. H. W. and Knott, S. D., 1989. Kinematics of the western Mediterranean. *Alpine Tectonics*, Coward, M. P., Dietrich, D. and Park, R. G., London, 265-283.

Dipple, M. G. and Ferry, J. M., 1992. Metasomatism and fluid flow in ductile fault zones. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 112, 149-164.

Dronkers, A. J. and Mrozek, F. J., 1991. Inverted basins of The Netherlands. *First Break*, 9, 409-425.

Drozdowski, V. G., 1988. Die Wurzel der Osning-Überschiebung und der Mechanismus herzynischer Inversionsstörungen in Mitteleuropa. *Geologische Rundschau*, 77, 127-141.

Elf-Aquitaine-DES, 1982. Mer du Nord : Atlas Géologique et Pétrolier., Rapport interne.

Elf-Aquitaine-DES, 1990. Etude exploration offshore UK, Rapport interne.

Elf-Petroland, 1992. Etude exploration., Rapport interne Groupe synthèse exploration Elf Petroland.

Fleitout, L., 1984. Modélisation des contraintes tectoniques et des instabilités thermomécaniques dans la lithosphère. Orsay, Docteur d'état, 433 p.

Gautier, P., Ballèvre, M., Brun, J. P. and Jolivet, L., 1990. Extension ductile et bassins sédimentaires mio-pliocènes dans les Cyclades (îles de Naxos et Paros). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 310, 147-153.

Gaya, A., 1992. Etude exploration. Rapport interne Elf Petroland.

Gibbs, A. D., 1986. Strike-slip Basins and Inversion: a possible model for the Southern North Sea Gas Areas. *Habitat of Palaeozoic Gas in N.W. Europe*, Brooks, J., Goff, J. C. and Van Hoorn, B., 23, London, 23-35.

Gibbs, A. D., 1987. Development of extension and mixed-mode sedimentary basins. *Continental Extensional Tectonics*, Coward, M. P., Dewey, J. F., and Handcock, P. L., 28, 19-33.

Gillcrist, R., Coward, M. and Mugnier, J. L., 1987. Structural inversion and its controls : examples from the Alpine foreland and the French Alps. *Geodynamica Acta*, 1, 5-34.

- Glennie, K. W. and Boegner, P. L. E., 1981.** Sole Pit Inversion Tectonics. *Petroleum Geology of the Continental Shelf of North-West Europe*, Illing, L. V. and Hobson, G. D., London, 110-120.
- Gratier, J. P., Chen, T. and Hellmann, R., sous presse.** Pressure solution as a mechanism for crack sealing around faults. natural and experimental evidence. Mechanical involvement of fluids faulting.
- Guiraud, M., 1993.** Late Jurassic rifting - Early Cretaceous rifting and Late Cretaceous transpressional inversion in the upper Benue Basin (NE Nigeria). *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, 17, 371-383.
- Haanstra, U., 1963.** A review of Mesozoic geological history in the Netherlands. *Vern. Kon. Geol. Mijnb. Gen.*, 21, 35-57.
- Harding, T. P., 1985.** Seismic characteristics and identification of negative flower structures, positive flower structures and positive structural inversion. *Am. Ass. Pet. Geol.*, 69, 582-600.
- Hayward, A. B. and Graham, R. H., 1989.** Some geometrical characteristics of inversion. *Inversion tectonics.*, Cooper, M. A. and Williams, G. D., 44, London, 17-39.
- Herngreen, G. F. W., Smit, R. and Wong, T. E., 1991.** Stratigraphy and tectonics of the Vlieland basin, The Netherlands. Generation, accumulation, and production of Europe's hydrocarbons, Spencer, A. M., 1, Oxford, 175-192.
- Heybroek, P., 1974.** Explanation to tectonic maps of the Netherlands. *Geologie en Mijnbouw*, 53, 43-50.
- Heybroek, P., 1975.** On the structure of the Dutch part of the Central North Sea Graben. *Petroleum of the Continental Shelf of North-west Europe*, Woodland, A. W., 1, London, 339-349.
- Hibsch, C., Cushing, E. M., Cabrera, J., Mercier, J., Prasil, P. and Jarrige, J.-J., 1993.** Paleostress evolution in Great Britain from Permian to Cenozoic : a microtectonic approach to the geodynamic evolution of the southern UK basins. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, 17, 303-330.
- Hubbert, M. K., 1937.** Theory of scales models as applied to the study of geological structures. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 48, 1459-1520.
- Huyghe, P. and Mugnier, J. L., 1992.** Short-cut geometry during structural inversions : competition between faulting and reactivation. *Bull. Soc. géol. France*, 163, 691-700.
- Huyghe, P., 1992.** Enregistrement sédimentaire des déformations intraplaques : l'exemple de l'inversion structurale d'un bassin de la Mer du Nord. Thèse d'Université. 258 p.
- Jackson, M. P. A. and Vendeville, B. C., 1994.** Regional extension as a geologic trigger for diapirism. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 106, 57-73.
- Jenyon, M. K., 1985.** Fault-associated salt flow and mass movement. *J. Geol. Soc. London*, 142, 547-553.
- Keizer, J. and Letsch, W. J., 1963.** Geology of the Tertiary in the Netherlands. *Vern. Kon. Geol. Mijnb. Gen.*, 21, 147-173.

Kent and Gradstein, 1986. A Jurassic to recent chronology. The Geology of North America. The western North Atlantic Region., Vogt, P. R. and Tucholke, B. E., M, 45-50.

Kirby, S. H., 1985. Rock mechanics observation pertinent to the rheology of the continental lithosphere and localisation of strain along shear zones. Tectonophysics, 119, 1-27.

Koopman, A., Speksnijder, A. and Horsfield, W. T., 1987. Sandbox Model Studies of Inversion Tectonic. Tectonophysics, 137, 379-388.

Koyi, H. and Petersen, K., 1993. Influence of basement faults on the development of salt structures in the Danish Basin. Mar. Petrol. Geol., 10, 82-94.

Krantz, R. W., 1991a. Normal fault geometry and fault reactivation in tectonic inversion experiments. The geometry of normal faults. Yielding, A. M. & F., B., 56, London, 219-229.

Krantz, R. W., 1991b. Measurements of friction coefficients and cohesion for faulting and fault reactivation in laboratory models using sand and sand mixtures. Tectonophysics, 188, 203-207.

Küntz, M., 1994. Approche expérimentale de la déformation dans les systèmes préfracturés: une application à l'inversion tectonique des bassins sédimentaires. Thèse d'Université. Rennes, 180 p.

Lake, S. D. and Karner, G. D., 1987. The structure and evolution of the Wessex Basin, southern England : an example of inversion tectonics. Tectonophysics, 137, 347-378.

Le Pichon, X., Bergerat, F. and Roulet, M.-J., 1988. Plate kinematics and tectonics leading to the Alpine belt formation; a new analysis. Geological Society of America, Special Paper, 218, 111-131.

Lemoine, M., Gidon, M. and Barfety, J. C., 1981. Les massifs cristallins externes des Alpes Occidentales : d'anciens blocs basculés nés au Lias lors du rifting téthysien. C. R. Aca. Sci. Paris, 292, 917-920.

Letouzey, J., 1986. Cenozoic paleo-stress pattern in the Alpine Foreland and structural interpretation in a platform basin. Tectonophysics, 132, 215-231.

Letouzey, J., 1990. Fault reactivation, inversion and fold-thrust belt. Petroleum and tectonic in Mobile belts., Letouzey, J., Paris, 101-128.

Letsch, W. J. and Sissingh, W., 1983. Tertiary stratigraphy of the Netherlands. Geologie en Mijnbouw, 62, 305-318.

Liboriussen, J., Asthon, P. and Tygesen, T., 1987. The tectonic evolution of the Fennoscandian border zone in Denmark. Tectonophysics, 137, 21-29.

Lister, G. S., Etheridge, M. A. and Symonds, P. A., 1991. Detachment models for the formation of passive continental margins. Tectonics, 10, 1038-1064.

Malavieille, J., 1987. Kinematics of compression and extensional ductile shearing deformation in a metamorphic core complex of the northeastern Basin and Range. Journal of Structural Geology, 9, 541-554.

Martinod, J., 1991. Instabilités périodiques de la lithosphère. Thèse d'Université. Rennes, 41, 283.

- McClay, K. R., 1989.** Analogue Models of Inversion Tectonic. Geol. Soc. Spec. Pub., 44, 41-59.
- McClay, K. R. and Buchanan, P. G., 1992.** Thrusts Faults in Inverted Extensional Basin. Thrust Tectonic., Clay, K. R. M., London, 93-104.
- Mercier, J. L., 1984.** La déformation des continents au voisinage des marges convergentes. Bull. Soc. géol. France, XXVI, 551-566.
- Mercier, J. and Vergely, P., 1992.** Tectonique. Masson. Paris, 214 p.
- Montmean, E., 1992.** Etude exploration. Rapport interne Elf Petroland.
- Oele, J. A., Hol, A. C. P. J. and Tiemens, J., 1981.** Some rotliend gas fields of the K and L blocks, Netherlands offshore (1968-1978)-a case history. Petroleum Geology of the Continental Shelf of North-West Europe, Illing, L. V. and Hobson, G. D., London, 110-120.
- Ord, A. and Hobbs, B. E., 1989.** The strength of the continental crust, detachment zones and the development of plastic instabilities. Tectonophysics, 158, 269-289.
- Parrochia, D., 1990.** Quelques aspects épistémologiques et historiques des notions de "système" et de "modèle". La modélisation confluent des sciences., Brissaud, M., Forsé, M. and Zighed, A., Paris, 215-233.
- Pegrum, R. M., 1984.** The extension of the Tornquist Zone in the Norwegian North Sea. Norsk Geologisk Tidsskrift, 64, 39-68.
- Pozaryski, W. and Brochwicz-Lewinski, W., 1978.** On the Polish Trough. Geology en Mijnbouw, 57, 545-557.
- Ramberg, H., 1981.** Gravity, deformation and the earth's crust. Press, A., London, 452 p.
- Ramsay, J. G. and Huber, M. H., 1987.** The techniques of modern structural geology. Volume 2 : Folds and fractures. London, 2, 700 p.
- Ranalli, G. and Murphy, D. C., 1987.** Rheological stratification of the lithosphere. Tectonophysics, 132, 281-295.
- Ranalli, G. and Yin, Z.-M., 1990.** Critical stress difference and orientation of faults in rocks with strength anisotropies: two-dimensional case. Journal of Structural Geology, 12, 1067-1071.
- Richard, P., 1989.** Formation simultanée de failles et de plis au-dessus d'un décrochement de socle : modélisation expérimentale. C. R. Acad. Sci. Paris, 309, 1061-1066.
- Richard, P., 1990.** Champs de failles au dessus d'un décrochement de socle : modélisation expérimentale. Thèse d'Université. Rennes, 34, 382 p.
- Roelofsen, J. W. and De Boer, W. D., 1991.** Geology of the Lower Cretaceous Q/1 oil-fields, Broad Fourteens Basin, The Netherlands. Generation, accumulation, and production of Europe's hydrocarbons, Spencer, A. M., 1, Oxford, 203-216.
- Sassi, W., Colletta, B., Balé, P. and Paquereau, T., 1993.** Modelling of structural complexity in sedimentary basins: the role of pre-existing faults in thrust tectonics. Tectonophysics, 226, 97-112.

- Sawyer, D. S., 1985.** Brittle failure in the upper mantle during extension of continental lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 90, 3021-3025.
- Sibson, R. H., 1985.** A note on fault reactivation. *Journal of Structural Geology*, 7, 751-754.
- Souriot, T., 1988.** Compression d'une marge passive: modélisation expérimentale, exemples naturels. DEA. non publié. Rennes, 35 p.
- Sykes, L. R. and Sbar, M. L., 1973.** Intraplate earthquakes, lithospheric stresses and driving mechanism of plate tectonics. *Nature*, 245, 299-302.
- Sylvester, A. G., 1988.** Strike-slip faults. *Geological society of America Bulletin*, 100, 1666-1703.
- Tapponnier, P., 1977.** Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée : poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bull. Soc. géol. France*, 3, 437-460.
- Tapponnier, P. and Molnar, P., 1977.** Active faulting and tectonics in China. *J. Geophys. Res.*, 82, 2905-2930.
- Trichon, H. and Huyghe, P., 1991.** Etude exploration. Rapport interne Elf Petroland.
- Trichon, H. and Lescoeur, M., 1992.** Maturation des hydrocarbures dans le "Broad Fourteens Basin". Rapport interne Elf Petroland.
- Tron, V. and Brun, J. P., 1991.** Experiments on Oblique Rifting in Brittle-Ductile Systems. *Tectonophysics*, 188, 71-84.
- Tron, V., 1992.** Analyse cinématique et modélisation analogique des bassins sédimentaires en extension oblique. Application à l'extension mésozoïque de la Mer du Nord. Thèse d'Université. Rennes, 279 p.
- Tucholke, B. E. and Mc Coy, 1986.** Paleogeographic and paleobathymetric evolution of the North Atlantic Ocean. *The Geology of North America. The western North Atlantic Region.*, Vogt, P. R. and Tucholke, B. E., M, 589-602.
- Tucker, R. M. and Arter, G., 1987.** The tectonic evolution of the North Celtic Sea and Cardigan Bay basins with special reference to basin inversion. *Tectonophysics*, 137, 309-334.
- Underhill, J. R. and Partington, M. A., 1993.** Jurassic thermal doming and deflation in the North Sea: implications of the sequence stratigraphic evidence. *Petroleum Geology of Northwest Europe: Proceedings of the 4th Conference.*, Parker, J. R., London, 337-345.
- Unternehr, P. and Peilho, A., 1988.** Kinematic synthesis around the North Sea domain - part1. Rapport DES, Elf Aquitaine.
- Unternehr, P. and Peilho, A., 1989.** Kinematic synthesis around the North Sea domain - part2. Rapport DES, Elf Aquitaine.
- Van Den Driessche, J. and Brun, J.-P., 1991.** Tectonic evolution of the Montagne Noire (French Massif Central): a model of extensional gneiss dôme. *Geodynamica Acta*, 5, 85-99.
- Van Hoorn, B., 1987a.** Structural evolution, timing and tectonic style of the Sole Pit inversion. *Tectonophysics*, 137, 239-284.

- Van Hoorn, B., 1987b.** The South Celtic Sea/Bristol Channel Basin : origin, deformation and inversion history. *Tectonophysics*, 137, 309-334.
- Van Wijhe, D. H., 1987a.** Structural evolution of inverted basins in the Dutch offshore. *Tectonophysics*, 137, 171-219.
- Van Wijhe, D. H., 1987b.** The structural evolution of the Broad Fourteens Basin. *Petroleum Geology of North West Europe*, Brooks, J. and Glennie, K., 315-323.
- Vandycke, S. and Bergerat, F., 1992.** Tectonique de failles et paléo-contraintes dans les formations crétacées du Boulonnais (France). Implications géodynamiques. *Bull. Soc. Géol. France*, 163, 553-560.
- Vejbæk, O. V. and Andersen, C., 1987.** Cretaceous- Early Tertiary inversion tectonism in the Danish Central trough. *Tectonophysics*, 137, 221-238.
- Vendeville, B., 1987.** Champs de failles et tectonique en extension: modélisation expérimentale. Thèse de 3^{ème} cycle. Rennes, 15, 392 p.
- Vendeville, B. C. and Jackson, M. P. A., 1992a.** The rise of diapirs during thin-skinned extension. *Mar. Petrol. Geol.*, 9, 331-353.
- Vendeville, B. C. and Jackson, M. P. A., 1992b.** The fall of diapirs during thin-skinned extension. *Mar. Petrol. Geol.*, 9, 354-371.
- Villemin, T., Alvarez, F. and Angelier, J., 1986.** The Rhine-graben, extension, subsidence and shoulders uplift. *Tectonophysics*, 128, 47-59.
- Voigt, W. A., 1962.** Über Randtröge vor Schollenrändern und ihre Bedeutung im Gebiet der Mitteleuropäischen senke und angrenzender Gebiete. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 114, 378-418.
- Wernicke, B., 1985.** Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Can. J. Earth Sci.*, 22, 108-125.
- White, N. J. and McKenzie, D., 1988.** Formation of the "steer's head" geometry of sedimentary basins by differential stretching of the crust and mantle. *Geology*, 16, 250-253.
- Williams, G. D., Powell, C. M. and Cooper, M. A., 1989.** Geometry and kinematics of inversion tectonics. *Inversion Tectonics*, Cooper, M. A. and Williams, G. D., 44, Oxford, 3-15.
- Williams, G. D., 1993.** Structural models for the evolution of the North Sea area. *Petroleum Geology of Northwest Europe : Proceedings of the 4th Conference*, Parker, J. R., London, 1083-1083.
- Ziegler, P. A., 1975.** Geologic Evolution of North Sea and Its tectonic framework. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 59, 1073-1097.
- Ziegler, P. A., 1978.** North-Western Europe: Tectonics and basin development. *Geology en Mijnbouw*, 57, 589-626.
- Ziegler, P. A., 1982.** Geological Atlas of Western and Central Europe. Shell Internationale Petroleum Maatschappij B.V., The Hague, 130 p.
- Ziegler, P. A., 1987a.** Late Cretaceous and Cenozoic intra-plate compressional deformations in the Alpine foreland — a geodynamic model. *Tectonophysics*, 137, 389-420.

Ziegler, P. A., 1987b. Evolution of the Western Approaches Trough. *Tectonophysics*, 137, 341-246.

Ziegler, P. A., 1989a. Geodynamic model for Alpine intra-plate compressional deformation in Western and Central Europe. *Inversion Tectonics*, Cooper, M. A. and Williams, G. D., 44, London, 63-85.

Ziegler, P. A., 1989b. Evolution of Laurussia. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 102.

Ziegler, P. A., 1990. Geological Atlas of Western and Central Europe. Shell Internationale Petroleum Maatschappij B.V., The Hague, 239 p.

Ziegler, W. H., 1975. Outline of the geological history of the North Sea. *Petroleum and the Continental Shelf of North-west Europe*, Woodland, A. W., 1, London, 165-187.

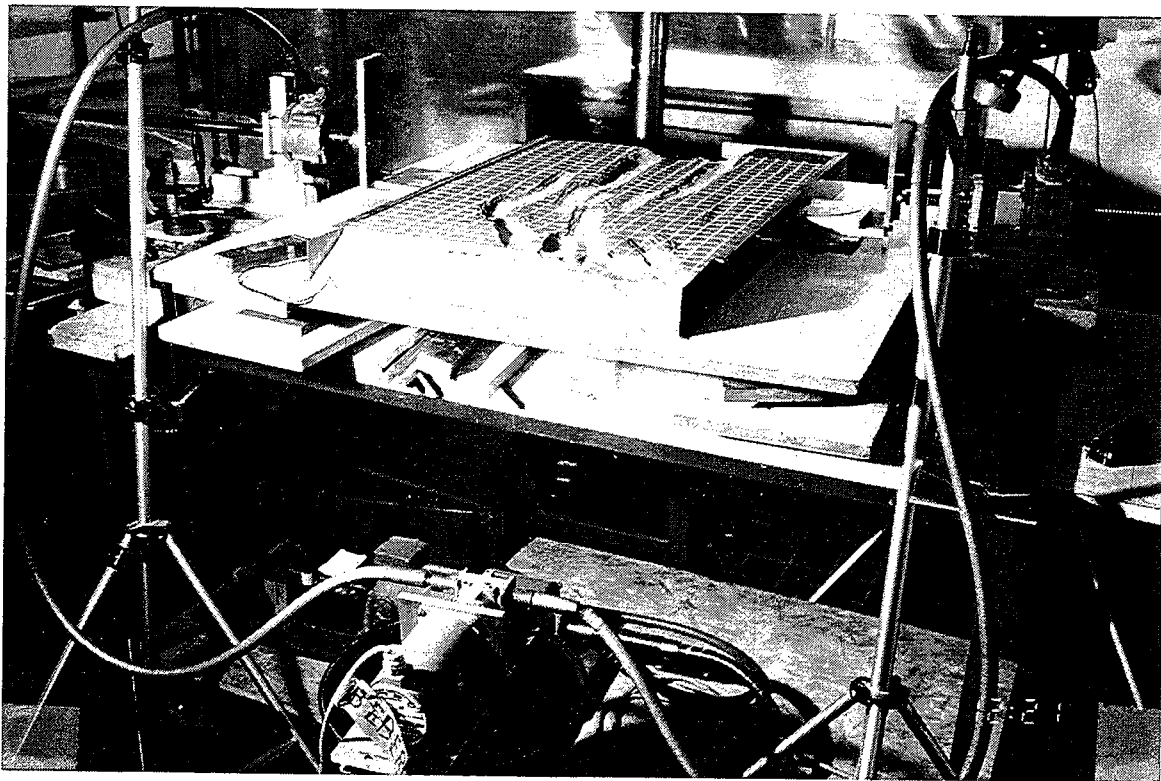
ANNEXE : Le laboratoire de modélisation.



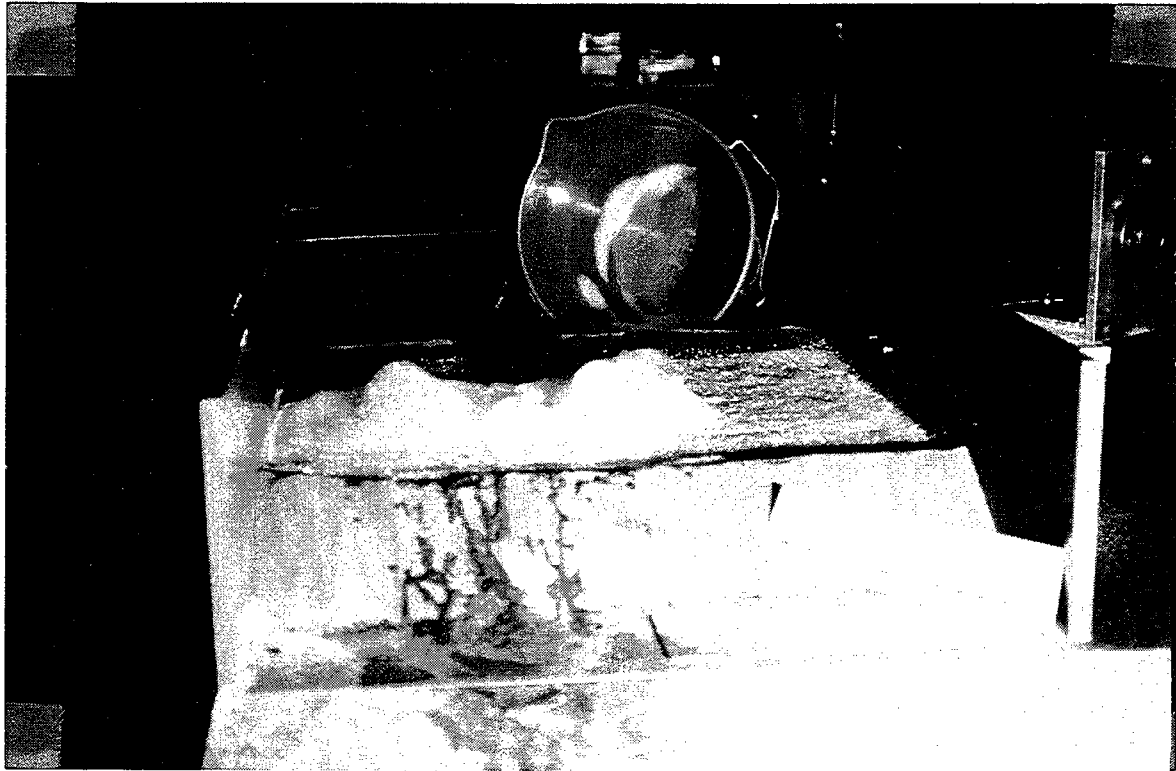
(a) D'abord Jean-Jacques construit une boîte, pendant que...



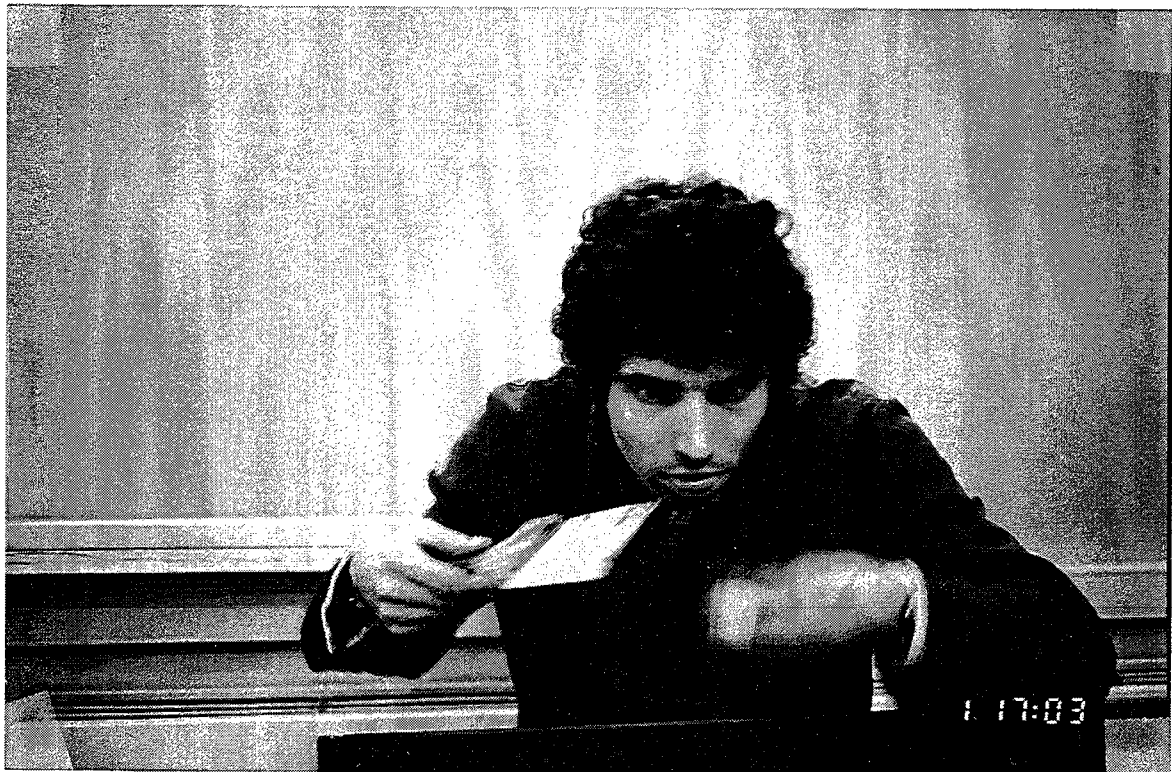
(b) Jean-Jacques utilise son outil favori, devant son poster non-moins apprécié, pour préparer le "ciment" de l'expérience.



(c) Enfin, quand tout est prêt l'expérience tourne grâce à l'infatigable Beber le moteur, qui avec ces deux grands bras fait bouger les vérins...



(d) Mais certaines fins d'expériences ne sont pas vraiment belles à voir.



(e) Néanmoins, la vision du résultat final est souvent plus efficace qu'un électrochoc et certains modélisateurs sont parfois surpris à vouloir manger leur modèle pour mieux les digérer !!!

MEMOIRES DE GEOSCIENCES-RENNES
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
35042 - RENNES Cedex tel : 99.28.60.80

Dans la même collection :

N°1 - H. MARTIN - Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. 392 p., 183 fig., 51 tabl., 4 pl. (1985). **Epuisé**

N°2 - G. QUERRE - Palingénèse de la croûte continentale à l'Archéen : Les granitoïdes tardifs (2,5-2,4 Ga) de Finlande Orientale. Pétrologie et géochimie. 226 p., 74 fig., 41 tabl., 3 pl. (1985). **Epuisé**

N°3 - J. DURAND - Le Grès Armoricaïn. Sédimentologie. Traces fossiles. Milieux de dépôt. 150 p., 76 fig., 9 tabl., 19 pl. (1985). **Epuisé**

N°4 - D. PRIOUR - Genèse des zones de cisaillement : Application de la méthode des éléments finis à la simulation numérique de la déformation des roches. 157 p., 106 fig., 7 tabl. (1985). **55F.**

N°5 - V. NGAKO - Evolution métamorphique et structurale de la bordure sud-ouest de la "série de Poli", segment camerounais de la chaîne panafricaine. 185 p., 76 fig., 16 tabl., 12 pl. (1986). **Epuisé**

N°6 - J. DE POULPIQUET - Etude géophysique d'un marqueur magnétique situé sur la marge continentale sud-armoricaine. 159 p., 121 fig., 5 tabl. (1986). **55F.**

N°7 - P. BARBEY - Signification géodynamique des domaines granulitiques. La ceinture des granulites de Laponie : une suture de collision continentale d'âge protérozoïque inférieur (1.9-2.4 Ga). 324 p., 89 fig., 46 tabl., 11 pl. (1986). **Epuisé**

N°8 - Ph. DAVY - Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. 233 p., 72 fig., 2 tabl. (1986). **Epuisé**

N°9 - Y. GEORGET - Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemple des granitoïdes du Massif Armoricaïn (France) : Pétrologie et géochimie. 250 p., 140 fig., 67 tabl. (1986). **Epuisé**

N°10 - D. MARQUER - Transfert de matière et déformation progressive des granitoïdes. Exemple des massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes Centrales Suisses). 287 p., 134 fig., 52 tabl., 5 cartes hors-texte (1987). **120 F.**

N°11 - J.S. SALIS - Variation séculaire du champ magnétique terrestre. Direction et Paléointensité sur la période 7.000-70.000 BP dans la Chaîne des Puys. 190 p., 73 fig., 28 tabl., 1 carte hors-texte (1987). 90F.

N°12 - Y. GERARD - Etude expérimentale des interactions entre déformation et transformation de phase. Exemple de la transition calcite-aragonite. 126 p., 42 fig., 3 tabl., 10 pl. (1987). 75F.

N°13 - H. TATTEVIN - Déformation et transformation de phases induites par ondes de choc dans les silicates. Caractérisation par la microscopie électronique en transmission. 150 p., 50 fig., 1 tabl., 13 pl. (1987). 95F.

N°14 - J.L. PAQUETTE - Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne Hercynienne et Chaîne Alpine. 190 p., 88 fig., 39 tab., 2 pl. (1987). 95F.

N°15 - B. VENDEVILLE - Champs de failles et tectonique en extension; modélisation expérimentale. 392 p., 181 fig., 1 tabl., 82 pl. (1987). Epuisé

N°16 - E. TAILLEBOIS - Cadre géologique des indices sulfurés à Zn, Pb, Cu, Fe du secteur de Gouézec-St-Thois : Dévono-Carbonifère du flanc Sud du Bassin de Châteaulin (Finistère). 195 p., 64 fig., 41 tabl., 8 pl. photo., 8 pl. h.texte. (1987). 110F

N°17 - J.P. COGNE - Contribution à l'étude paléomagnétique des roches déformées. 204 p., 86 fig., 17 tabl. (1987). 90F.

N°18 - E. DENIS - Les sédiments briovériens (Protérozoïque supérieur) de Bretagne septentrionale et occidentale : Nature, mise en place et évolution. 263 p., 148 fig., 26 tab., 8 pl. (1988). 140F.

N°19 - M. BALLEVRE - Collision continentale et chemins P-T : l'Unité pennique du Grand Paradis (Alpes Occidentales). 340 p., 146 fig., 10 tabl., (1988). Epuisé

N°20 - J.P. GRATIER - L'équilibrage des coupes géologiques. Buts, méthodes et applications. Atelier du Groupe d'Etudes Tectoniques le 8 Avril 1987 à Rennes. 165 p., 82 fig., 2 tabl. (1988). 85F.

N°21 - R.P. MENOT - Magmatismes paléozoïques et structuration carbonifère du Massif de Belledonne (Alpes Françaises). Contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaîne varisque ouest-européenne. 465 p., 101 fig., 31 tab., 6 pl., (1988). 200F

- N°22 - S. BLAIS - Les ceintures de roches vertes archéennes de Finlande Orientale : Géologie, pétrologie, géochimie et évolution géodynamique. 312 p., 107 fig., 98 tab., 11pl. photo, 1 pl. h.texte, (1989). 160F
- N°23 - A. CHAUVIN - Intensité du champ magnétique terrestre en période stable de transition, enregistrée par des séquences de coulées volcaniques du Quaternaire. 217 p., 100 fig., 13 tab. (1989). 100F.
- N°24 - J.P. VUICHARD - La marge austroalpine durant la collision alpine; évolution tectonométamorphique de la zone de Sesia-Lanzo. 307 p., 143 fig., 26 tab., 6 pl. hors-texte. (1989). 170F.
- N°25 - C. GUERROT - Archéen et Protérozoïque dans la chaîne hercynienne ouest-européenne : géochimie isotopique (Sr-Nd-Pb) et géochronologie U-Pb sur zircons. 180 p., 68 fig., 29 tab., 1 pl. (1989) 90F.
- N°26 - J.L. LAGARDE - Granites tardi-carbonifères et déformation crustale. L'exemple de la Méseta marocaine. 353 p., 244 fig., 15pl. (1989) 210F.
- N°27 - Ph. BARDY - L'orogène cadomien dans le Nord-Est du Massif Armoricaïn et en Manche Occidentale. Etude tectonométamorphique et géophysique. 395 p., 142 fig., 7 tab., 1 pl. hors-texte. (1989). 175F.
- N°28 - D. GAPAIS - Les Orthogneiss : Structures, mécanismes de déformation et analyse cinématique. 377 p., 184 fig., 3 tab. (1989). 275F.
- N°29 - E. LE GOFF - Conditions pression-température de la déformation dans les orthogneiss : Modèle thermodynamique et exemples naturels. 321 p., 146 fig., 42 tab. (1989). 150F.
- N°30 - D. KHATTACH - Paléomagnétisme de formations paléozoïques du Maroc. 220 p., 97 fig., 35 tab., (1989). 100F.
- N°31 - A. HAIDER - Géologie de la formation ferrifère précambrienne et du complexe granulitique encaissant de Buur (Sud de la Somalie). Implications sur l'évolution crustale du socle de Buur. 215 p., 18 fig., 42 tab., 7 pl. (1989). 130 F.
- N°32 - T. DANIEL - Traitement numérique d'image appliqué à l'analyse texturale de roches déformées. 186 p., 121 fig., 4 tab. (1989). 210 F.
- N°33 - C. LECUYER - Hydrothermalisme fossile dans une paléocroûte océanique associée à un centre d'expansion lent : Le complexe ophiolitique de Trinity (N. Californie, U.S.A). 342 p., 109 fig., 73 tab. (1989). 200 F.

N°34 - P. RICHARD - Champs de failles au dessus d'un décrochement de socle: modélisation expérimentale. 382 p., 137 fig. (1989). 400 F.

N°35 - J. de BREMOND d'ARS - Estimation des propriétés rhéologiques des magmas par l'étude des instabilités gravitaires. Pétrologie du complexe plutonique lité de Guernesey. 370 p., 128 fig., 64 tabl. (1989). 180 F.

N°36 - A. LE CLEACH - Contribution à l'étude des propriétés physiques des minéraux à haute pression : Spectroscopie et calcul des grandeurs thermodynamiques de la lawsonite, des épidotes et des polymorphes de SiO₂. 190 p., 72 fig., 37 tabl. (1989). 100 F.

N°37 - O. MERLE - Cinématique des nappes superficielles et profondes dans une chaîne de collision. 280 p., 165 fig., 3 tabl. (1990). 160F.

N°38 - P. ALLEMAND - Approche expérimentale de la mécanique du rifting continental. 205 p., 106 fig., 13 tabl. (1990). 160F.

N°39 - Ch. BASILE - Analyse structurale et modélisation analogique d'une marge transformante : l'exemple de la marge de Côte-d'Ivoire - Ghana. 230 p., 161 fig., 7 tabl. (1990). 130F.

N°40 - M. AUDIBERT - Déformation discontinue et rotations de blocs. Méthodes numériques de restauration. Application à la Galilée. 250 p., 80 fig., 5 tabl., (1991). 150F.

N°41 - G. RUFFET - Paléomagnétisme et ⁴⁰Ar/³⁹Ar : étude combinée sur des intrusions précambriennes et paléozoïques du Trégor (Massif Armoricaïn) . 261 p., 80 fig., 19 tabl. (1991). 120F.

N°42 - P. SUZANNE - Extrusion latérale de l'Anatolie : Géométrie et mécanisme de la fracturation. 262 p., 100 fig., 12 pl., 5 tabl. (1991). 210F.

N°43 - G. FIQUET - Propriétés thermodynamiques de minéraux du manteau supérieur. Calorimétrie à haute température et spectroscopie Raman à haute pression et haute température. 274 p., 101 fig., 53 tabl. (1991). 130F.

N°44 - J. MARTINOD - Instabilités périodiques de la lithosphère (Flambage, Boudinage en compression et en extension). 283 p., 117 fig., 3 tabl., 2 pl. couleur. (1991). 170F.

N°45 - M.O. BESLIER - Formation des marges passives et remontée du manteau: Modélisation expérimentale et exemple de la marge de la Galice. 257 p., 86 fig., 5 tab., 2 pl. noir/blanc, 2 Pl. couleur. (1991). 180F.

N°46 - J.B.L. FRANCOLIN - Analyse structurale du Bassin du Rio Do Peixe. (Brésil) : 250 p., 83 fig., 3 tab., 9 pl. couleur. (1992). 300F.

N° 47 - S. TOURPIN - Perte des mémoires isotopiques (Nd, Sr, O) et géochimiques (REE) primaires des komatiites au cours du métamorphisme : exemple de la Finlande Orientale. 185 p., 53 fig., 23 tabl. (1992). 100F.

N° 48 - J.A. BARRAT - Genèse des magmas associés à l'ouverture d'un domaine océanique : Géochimie des laves du Nord-Est de l'Afrique (Mer Rouge - Afar) et d'Arabie. 175 p., 47 fig., 23 tab. (1992). 100F.

N° 49 - E. HALLOT - Injection dans les réservoirs magmatiques. Contraintes pétrologiques (Massifs de Fort La Latte et de Saint Brieuc, Bretagne Nord) et modélisation analogique. 331 p., 101 fig., 30 tabl. (1993). 180F.

N°50 - T. SOURIOT - Cinématique de l'extension post-pliocène en Afar. Imagerie SPOT et modélisation analogique. 225 p., 2 pl. coul., 1 tabl., 91 fig., 16 pl. photo., 1 carte H.Texte. (1993). 190F.

N° 51 - T. EUZEN - Pétrogenèse des granites de collision post- épaisissement. Le cas des granites crustaux et mantelliques du Complexe de Pontivy-Rostrenen (Massif Armoricaire, France). 350 p., 2 pl. coul., 34 tabl. en annexe, (1993). 190F.

N° 52 - J. LE GALL - Reconstitution des dynamismes éruptifs d'une province paléovolcanique : l'exemple du graben cambrien du Maine (Est du Massif Armoricaire). Pétrogenèse des magmas andésitiques et ignimbritiques et leur signification dans l'évolution géodynamique cadomienne. 370 p., 30pl. photo., 1 pl. coul. (1993). 350 F.

N° 53 - J. C. THOMAS - Cinématique tertiaire et rotations de blocs dans l'ouest de l'Asie Centrale (Tien Shan Kirghiz et dépression Tadjik). Etude structurale et paléomagnétique. 330 p., 107 fig., 2 pl. coul., 18 tabl., 1 carte, annexes. (1993). 220 F.

N°54 - F. LAFONT - Influences relatives de la subsidence et de l'eustatisme sur la localisation et la géométrie des réservoirs d'un système deltaïque. Exemple de l'Eocène du bassin de Jaca, Pyrénées Orientales., 270 p., 115 fig., dont 17 pl. couleur. (1994). 150 F.

N° 55 - C. BIELLMANN - Stabilité et réactivité des carbonates à très hautes pression et température. Implications pour le stockage du Carbone dans le manteau terrestre., 230 p., 74 fig., 11 tabl., 1 pl. couleur (1993). 175 F.

- N°56 - A. POTREL - Evolution tectono-métamorphique d'un segment de croûte continentale archéenne. Exemple de l'Amsaga (R.I. Mauritanie), dorsale Réguibat (Craton Ouest Africain). 400 p., (dont annexes) 125 fig., 21 tabl., 1 pl. couleur, 43 pl. photo (1994). 270 F.
- N° 57 - M. KUNTZ - Approche expérimentale de la déformation dans les systèmes préfracturés : Contribution à l'étude de l'inversion tectonique des bassins sédimentaires. 220 p., 19 pl., 87 fig., 3 tabl. (1994). 155 F.
- N° 58 - D. ROUBY - Restauration en carte des domaines faillés en extension. Méthode et applications. 266 p., 98 fig. dont annexes (1994). 180 F.
- N° 59 - J.J. TONDJI-BIYO - Chevauchements et bassins compressifs. Influence de l'érosion et de la sédimentation. Modélisation analogique et exemples naturels. 426 p., 141 fig., 4 pl. couleur, 21 tableaux, dont annexes (1995). 270 F.
- N° 60 - H. BOUHALLIER - Evolution structurale et métamorphique de la croûte continentale archéenne (Craton de Dharwar, Inde du Sud). 277 p., 100 fig., dont 5 pl. coul., 7 tab., dont annexes (1995). 150 F.
- N° 61 - P. GAUTIER - Géométrie crustale et cinématique de l'extension tardi-orogénique dans la domaine centre-égéen (îles des Cyclades et d'Eubée, Grèce). 430 p., 89 fig., dont 4 pl. coul., 1 tabl., dont annexes (1995). 220F.
- N° 62 - M.T. ROMAN BERDIEL - Mécanismes d'intrusion des granites supracrustaux. Modèles analogiques et exemples naturels. 270 p., 75 fig., 5 pl. laser, 9 tabl. (1995). 160F.
- N° 63 - M. JULLIEN - Polytypisme, ordre d'empilement et interstratification dans la cookéite et les phyllosilicates non micacés du métamorphisme. Influence de la pression. 226 p., 61 fig., 8 tabl. (1995). 150 F.
- N° 64 - Y. LAHAYE - L'altération des komatiites. 224 p., 70 fig., 29 tabl., + annexes (1995). 150 F.
- N° 65 - A. CRAVE - Quantification de l'Organisation des réseaux hydrographiques. 210 p., 68 fig., dont annexe (1995). 120 F.
- N° 66 - A. ESSAIFI - Relations entre magmatisme-déformation et altération hydrothermale : L'exemple des Jebilet centrales (Hercynien, Maroc). 331 p., 248 fig., 4 tabl., dont annexes (1995). 170 F.
- N° 67 - M. LE RAVALEC - Vitesses et perméabilité des roches : modélisation du rôle des fluides et des fissures. 276 p., 119 fig. 3 pl. couleur, 5 tabl., dont annexe (1995). 140 F.

n° 68 - A. SEMIANI - Métallogénie de la zone de cisaillement aurifère est-ouzzalienne : structure, pétrologie et géochimie des gisements d'or de Tirek-Amesmesssa (Hoggar occidental, Algérie). 262 p., 72 fig., 36 tabl., 4 pl. couleur + annexes, (1995).
130 F.

N° 69 - F. MOREAU - Méthodes de traitement de données géophysiques par transformée en ondelettes. 177 p., 57 fig., + annexes. (1995).
100 F.

N° 70 - B. TOURNERIE - Imagerie de réflecteurs électromagnétiques en régime diffusif : Méthode et applications en Géophysique. 165 p., 45 fig., 8 tabl., + annexes, (1995).
100 F.

N° 71 - T. NALPAS - Inversion des grabens du Sud de la Mer du Nord. Données de sub-surface et modélisation analogique. 245 p., 110 fig., dont 10 pl. coul., (1994).
120 F.

BON DE COMMANDE

à retourner à : Arlette FALAISE

GEOSCIENCES-RENNES I

Université de Rennes

35042 - RENNES Cédex (France)

Tél : (33) 99.28.60.80 Fax : (33) 99.28.60.80

NOM

ORGANISME

ADRESSE

Veuillez me faire parvenir les ouvrages suivants :

N°	Auteur	Nb exemplaires	P.U.	Total
Frais d'envoi : 20,00F par volume			Total	
par volume supplémentaire : 5,00 F			Frais d'envoi	
			Montant total	

Nous acceptons les bons de commandes.

Si vous réglez par chèque veuillez établir votre chèque au nom de :
Monsieur l'Agent Comptable de l'Université de Rennes I.

Imprimé à l'Université de Rennes I

Dépot Légal

2ème trimestre 1996

Résumé

Le concept d'inversion tectonique a été introduit par les géologues pétroliers de la Mer du Nord, pour traduire l'aspect anormal de grabens formant des hauts structuraux par rapport à leurs plates-formes. La compréhension des mécanismes de l'inversion et des paramètres influents sur ces mécanismes est très importante à la fois pour l'industrie pétrolière, afin de mieux connaître la genèse et le piégeage des hydrocarbures dans les grabens inversés, mais aussi pour la recherche fondamentale, quant à leur signification géodynamique. En effet, étudier l'inversion tectonique des bassins sédimentaires, et tenter d'en comprendre le fonctionnement, c'est aussi aborder la déformation continentale sous l'un de ses aspects fondamentaux : la réactivation des structures héritées d'échelle crustale.

La zone d'étude considérée dans ce travail est le Sud de la Mer du Nord, et plus particulièrement le "Broad Fourteens basin" qui fait partie des grabens hollandais. Les grabens de la Mer du Nord se sont formés entre le Trias et le Crétacé inférieur et ont été inversés au Crétacé supérieur et au Tertiaire. La variation de leur orientation et la présence pour certains d'entre eux d'un niveau de décollement supracrustal, le sel Zechstein, en font des structures très diversifiées. L'analyse précise des données de sub-surface du "Broad Fourteens Basin" a d'abord permis d'identifier les paramètres les plus importants de l'inversion tectonique. Plusieurs séries d'expériences sur modèles analogiques ont ensuite été réalisées pour étudier les effets de ces paramètres sur le développement des structures d'inversion.

Les expériences ont montré que l'inversion d'un graben d'échelle crustale par réactivation de failles normales à fort pendage ne peut se faire qu'avec une obliquité α entre graben et compression inférieure à 45° . L'inversion se traduit soit par une partition de la déformation entre décrochement sur les failles normales héritées et chevauchement néoformés ($\alpha > 45^\circ$), soit par une réactivation des failles normales en chevauchements oblique ($\alpha < 45^\circ$). Lorsque la couverture est décollée du socle, le chevauchement du remplissage du graben sur les plates-formes est localisé sur les bordures. Cet effet est accentué par la présence de diapirs de bordure de graben lorsqu'ils existent.

Cette analyse structurale détaillée, menée sur le "Broad Fourteens Basin", a ensuite été étendue aux autres grabens des domaines Centre et Sud de la Mer du Nord. L'ensemble des données cinématiques obtenues est utilisé pour proposer une interprétation géodynamique de l'inversion des grabens de la Mer du Nord en tant que conséquence de la collision Alpine.

Mots-clés :

Inversion, graben, Mer du Nord, Crétacé supérieur, données de sub-surface, modélisation analogique, décollement, réactivation, décrochement.